

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

HYDROGÉOCHIMIE DES SYSTÈMES AQUIFÈRE-TOURBIÈRE ET TRACEURS DES
PROCESSUS D'ÉCHANGES DANS DEUX CONTEXTES GÉO-CLIMATIQUES DU
QUÉBEC MÉRIDIONAL

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

MIRYANNE FERLATTE

MARS 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

AVANT PROPOS

Cette recherche a été rendue possible grâce au financement accordé par les Fonds de recherche du Québec - Nature et technologies (FRQNT), dans le cadre du programme FQRNT-Partenariats Actions concertées sur les eaux souterraines.

Ces travaux s'inscrivent dans un projet plus vaste divisé en trois volets : (1) la simulation des écoulements entre aquifère et tourbière, mené par une stagiaire postdoctorale de l'Université du Québec à Montréal, (2) la détermination des indicateurs floristiques de l'influence des eaux souterraines, mené par une étudiante de maîtrise à l'Université de Montréal, ainsi que (3) la détermination des traceurs géochimiques de cette influence, objet du présent mémoire. L'intégration des trois approches permettra le développement d'un guide d'évaluation des fonctions des tourbières dans les dynamiques hydrogéologiques des bassins versants adapté au contexte québécois. Ce projet est mené en parallèle avec les Projets d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines (PACES) financés par le ministère du Développement durable, de la Faune et des Parcs (MDDEFP), et réalisés de 2009 à 2013 dans le Centre-du-Québec et en Abitibi-Témiscamingue.

REMERCIEMENTS

Merci aux Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies (FRQNT) pour le financement du projet : cette aide financière fut déterminante dans ma décision de poursuivre des études aux cycles supérieurs, et m'a permis de concentrer tous mes efforts dans ma recherche.

Merci à mes directeurs de recherche, Marie Larocque et Vincent Cloutier, qui m'ont accompagnée et soutenue tout au long des épreuves. Merci Marie pour ton sens du détail et tes critiques constructives qui m'ont poussée à aller toujours plus loin dans mes réflexions. Merci Vincent pour tes commentaires positifs et ton enthousiasme qui ont su me donner confiance dans mes approches et analyses.

Merci aux équipes de recherche sur les eaux souterraines, dont Lysandre Tremblay et Sylvain Gagné de l'UQAM, et Daniel Blanchette de l'UQAT pour leur soutien logistique et leur accueil toujours chaleureux.

Merci aussi à Denise Fontaine, Sophie Xiu Phuong Chen, Jean-François Hélie, Hans Asnong et Stéfane Prémont pour leurs précieux conseils afin de bien mener mes campagnes d'échantillonnage.

Merci aux propriétaires qui ont permis l'accès aux tourbières qui se trouvaient en terrain privé.

Merci à mes collègues Olivier Ferland, Diogo Barnetche, Frédérique Lemay-Bordua, Rado Ravonjariavelo, Julie L. Munger, Karine Avard, Pierre-Luc Dallaire, Gérémi Robert, Thibaut Aubert et Éric Rosa pour leur assistance sur le terrain. Malgré le défi que représente le travail dans ces milieux, malgré les mouches noires, les maringouins, les mouches à chevreuil et cie, malgré la bouette, les canicules, les orages ou le gel, malgré les muscles brûlés par les marches et le transport du matériel dans les

tourbières, je garde un souvenir heureux de ces moments passés en votre compagnie et dans la bonne humeur. Je suis fier de nous!

Merci à ma famille et à mes amis, qui m'ont encouragée tout au long de mes études et qui n'ont jamais douté de ma réussite. Vous m'avez redonné force et confiance lorsque j'en avais le plus besoin!

Merci enfin à mon amoureux, Pascal, pour ton incommensurable soutien durant toutes ces années. Tu as su faire preuve d'une patience infinie!

TABLE DES MATIÈRES

AVANT PROPOS.....	II
LISTE DES FIGURES.....	VII
LISTE DES TABLEAUX.....	IX
RÉSUMÉ.....	X
CHAPITRE I	
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1 Problématique globale	1
1.2 État des connaissances	2
1.2.1 Classification des tourbières.....	2
1.2.2 Géochimie des tourbières	3
1.2.3 Les processus d'échange aquifère-tourbière.....	6
1.3 Méthodes d'évaluation des fonctions hydrologiques des milieux humides.....	9
1.4 Objectifs du mémoire.....	11
1.5 Structure du mémoire.....	12
CHAPITRE II	
GEOCHEMICAL TRACERS OF RECHARGE-DISCHARGE FUNCTIONS IN SOUTHERN QUEBEC AQUIFER-PEATLAND SYSTEMS.....	13
2.1 Introduction.....	14
2.2 Study areas.....	16
2.3 Methods	17
2.3.1 Field instrumentation.....	17
2.3.2 Peat sampling.....	18
2.3.3 Water sampling and chemical analysis.....	18
2.3.4 Head survey	19

2.3.5	Multivariate statistical analysis	20
2.3.6	Recharge-discharge processes modeling	21
2.4	Results and discussion	22
2.4.1	Flow connections	22
2.4.2	Aquifer-peatland's geochemistry	27
2.4.3	Characterisation of groundwater's geochemical signature	28
2.4.4	Diffusion modeling of Na concentrations	33
2.5	Conclusion	34
2.6	Acknowledgements	37
2.7	References	37
CHAPITRE III		
	CONCLUSION GÉNÉRALE	58
APPENDICE A		
	DONNÉES GÉOGHIMIQUES DES EAUX DE LA TOURBE (SURLIGNÉ EN GRIS) ET DU MINÉRAL (NON SURLIGNÉ) UTILISÉES POUR L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES, MAI 2011	62
APPENDICE B		
	DONNÉES GÉOGHIMIQUES DES EAUX DE LA TOURBE (SURLIGNÉES EN GRIS) ET DU MINÉRAL (NON SURLIGNÉES) UTILISÉES POUR L'ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES, AOÛT 2011	66
APPENDICE C		
	STATISTIQUES GÉOGHIMIQUES, MAI 2011	70
APPENDICE D		
	STATISTIQUES GÉOGHIMIQUES, AOÛT 2011	72
	BIBLIOGRAPHIE	74

LISTE DES FIGURES

Figure	page
2.1	Localization of study sites a) Abitibi, b) Becancour 45
2.2	Instrumentation of the aquifer-peatland transects..... 45
2.3	Piezometric heads in the shallow aquifer and in the peatland piezometers between May and November 2011 for the twelve transects. Note the different y-scale for the SMB site. The origin corresponds to the piezometer in the shallow aquifer..... 46
2.4	Typical lateral flow connections a) lpar b) lconv and c) ldiv 47
2.5	Water table depth (WTD) variation for each station, from May to November 2011, by lateral connection type : a) lpar b) lconv and c) ldiv. Dashed line shows peat surface level 48
2.6	Typical vertical flow connections based on hourly head measurements in the peatland (P) and in the underlying mineral deposits (UMD), a) Abitibi (station no.6 LB1) and b) Becancour (station no.2 LR2)..... 49
2.7	Precipitation average (PA), peatland (P), underlying mineral deposits (UMD), shallow aquifer (SA) and regional aquifer (RA) samples water types, May 2011. a) Abitibi and b) Becancour 50
2.8	PCA scores sorted by water source : shallow aquifer (SA), underlying mineral deposits (UMD) and peatland (P) water samples, and sampling campaign. May 2011. a) Abitibi and b) Becancour..... 51
2.9	Comparison of PC1 scores with TDS concentrations by water source : shallow aquifer (SA), underlying mineral deposits (UMD) and peatland (P) water samples, and by region. For the Abitibi transects, $R^2(\text{SA})=0.93$, $R^2(\text{UMD})=0.88$ and $R^2(\text{P})=0.72$. For the Becancour transects: $R^2(\text{SA})=0.73$, $R^2(\text{UMD})=0.92$ and $R^2(\text{P})=0.80$ 52
2.10	Typical spatial evolution of TDS in peat waters, May 2011, suggesting (a) lateral and/or vertical groundwater inflow, (b) groundwater upward flow and (c) negligible flow from the aquifer. Points at distance 0 m represent TDS concentrations in the shallow aquifer. The dashed line is the TDS ratio between the mineral and the peat water. The dotted line is the TDS average concentration of all peatland water samples 53

2.11	TDS concentrations boxplots, May 2011, as a function of vertical connection type a) in the peatland water (P) and b) as a TDS ratio between the underlying mineral deposits and the peatland waters (UMD/P). The dashed line is the TDS average concentration of all peatland water samples.....	54
2.12	Differences between measured and simulated Na concentrations (ΔNa) in fen (in black) and bog (in gray) waters as a function of TDS concentrations, by lateral connection type, May 2011. The dashed line is the TDS average concentration of all peatland water samples.....	55

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		page
2.1	Percentage of occurrence of the three vertical head gradients from May to November 2011 (n = 59)	56
2.2	PCA loadings and explained variance for each region	57
2.3	Basal peat radiocarbon ages and sampling depths	57

RÉSUMÉ

Dans les régions où les tourbières sont abondantes, celles-ci sont susceptibles de jouer un rôle important dans les dynamiques hydrologiques et hydrogéologiques du bassin versant. Cependant, les processus sous-jacents aux interactions aquifère-tourbière sont encore peu compris. L'objectif de cette étude est d'identifier les traceurs géochimiques de ces échanges qui pourront être utilisés par les gestionnaires du territoire afin d'évaluer les fonctions hydrogéologiques des tourbières, favorisant ainsi une gestion durable et intégrée des ressources en eaux souterraines. Pour ce faire, douze profils instrumentés de piézomètres ont été étudiés dans les régions de l'Abitibi et du Centre-du-Québec. Les suivis des charges hydrauliques et de la composition chimique (matières minérales et organiques sous forme dissoutes) des eaux des aquifères de surface, des tourbières et des unités minérales sous-jacentes ont été effectués entre mai et novembre 2011. Une analyse statistique en composante principale révèle que la variation géochimique de l'eau des tourbières est davantage contrôlée par les processus hydrogéologiques, et identifie les éléments indicateurs de l'influence de l'eau de l'aquifère sur les tourbières. La concentration en matières dissoutes totales (MTD) est d'ailleurs fortement corrélée avec ces éléments, et suggère une influence accrue de l'aquifère sur l'eau des tourbières à des seuils au-delà de 14 mg/L. Le calcul théorique du transport du sodium dissous par diffusion démontre que ce processus ne suffit pas à expliquer la composition géochimique de la plupart des échantillons d'eau des tourbières. Les écarts observés entre les concentrations mesurées et simulées appuient l'occurrence de flux advectifs, soit par l'infiltration d'eau souterraine dans la tourbière (lorsque les concentrations mesurées sont supérieures aux concentrations simulées), soit par la percolation des eaux météoriques vers le minéral sous-jacent (lorsque les concentrations mesurées sont inférieures aux concentrations simulées). L'analyse intégrée des patrons hydrogéologiques et géochimiques de l'eau des tourbières a ainsi permis de traduire les processus d'échange associés aux différents contextes hydrogéomorphologiques des tourbières de pente (en Abitibi) et de dépression (Centre-du-Québec). Cette étude montre que la majorité des tourbières étudiées jouent un rôle de réservoirs qui emmagasinent l'eau à long terme, et dont le maintien de la saturation dépend des apports en eaux souterraines à l'interface des systèmes aquifère-tourbière. Certaines tourbières approvisionnent en eau latéralement l'aquifère superficiel, certaines reçoivent des flux locaux et ascendants d'eau souterraine, alors que d'autres contribuent lentement à la recharge des dépôts sous-jacents. Tous ces échanges sont des éléments importants dans la conservation des fonctions hydrogéologiques des tourbières.

CHAPITRE I

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 Problématique globale

Au Québec, les tourbières occupent une superficie d'environ 112 000 km², soit plus de 7% du territoire (Daigle et Gautreau-Daigle, 2001). Les tourbières sont définies comme des écosystèmes saturés en eau en conditions principalement anaérobies, et dont l'accumulation de tourbe dépasse 40 cm (Shotyk, 1988 ; Bourbonnière, 2009). Véritables régulateurs écologiques, climatiques, hydrochimiques et hydrologiques, les tourbières sont menacées par les pressions agricoles, horticoles, forestières et l'étalement urbain (Price et Waddington, 2000 ; Payette et Rochefort, 2001). Par exemple, des travaux récents estiment à près de 24% la perte de superficie des tourbières dans la partie basse de la Zone de gestion intégrée des ressources en eau Bécancour entre 1966 et 2010, une perte notamment associée à l'expansion des cultures de canneberges dans la région (Avard *et al.*, 2013). La perturbation des tourbières a un impact sérieux sur la plupart des fonctions écosystémiques de ces milieux : biodiversité, qualité de l'eau, cycle du carbone, pouvoir tampon, etc. Le drainage des tourbières risque, entre autres, de modifier leur bilan de carbone (Price et Waddington, 2000 ; Payette et Rochefort, 2001), ainsi que les conditions hydrochimiques des cours d'eau environnants.

L'expansion des problèmes reliés à la qualité et à la quantité des eaux de surface disponibles pour l'alimentation en eau potable amène les municipalités à se tourner de plus en plus vers les eaux souterraines pour leur approvisionnement. Or, les nombreuses tourbières présentes dans le paysage québécois sont probablement connectées aux eaux souterraines,

soit parce qu'elles sont alimentées par un aquifère, soit parce qu'elles rechargent cet aquifère. En effet, il est de plus en plus reconnu que la plupart des tourbières ne sont pas des réservoirs isolés dans le paysage. Dans les régions où les tourbières sont abondantes, celles-ci sont susceptibles de jouer un rôle important dans la dynamique hydrologique et hydrogéologique du bassin versant (Novitzki, 1982 ; Bullock et Acreman, 2003 ; Cohen et Brown, 2007). Plusieurs études ont décrit les mécanismes climatiques, biologiques et hydrologiques qui caractérisent les tourbières, mais peu se sont penchées sur leurs échanges avec l'aquifère environnant, considérant que les écoulements souterrains sont négligeables étant donnée la faible conductivité hydraulique des dépôts organiques. Les processus à l'origine de ces interactions ne font pas toujours consensus parmi les auteurs. La nature et l'intensité des échanges aquifère-tourbière sont donc peu étudiées, et les différentes échelles d'interaction en jeu sont encore mal intégrées. Par conséquent, il est indispensable de se pencher sur cette problématique afin de répondre aux perspectives de gestion durable des ressources en eau.

1.2 État des connaissances

1.2.1 Classification des tourbières

La classification des tourbières est généralement basée sur le régime hydrologique, la composition chimique et la végétation qui les distinguent, trois paramètres étroitement liés. On retrouve principalement deux grands types de tourbières : les tourbières minérotrophes (ou fen), et les tourbières ombrotrophes (ou bog). Les premières se caractérisent par une alimentation en eau minéralisée provenant généralement d'un aquifère voisin ou d'un ruissellement chargé en matières minérales, et une surface plane. Il en résulte une abondance et une grande diversité de bryophytes, de cypéracées et d'arbustes (Payette et Rochefort, 2001). La composition géochimique des eaux du fen est influencée par la géologie locale. On qualifie les fen d'oligotrophiques dans les terrains composés de minéraux peu solubles comme le quartz et les feldspaths, et où les solides dissous sont plus dilués que dans les terrains carbonatés (Shotyk, 1988). On parle aussi de fen riche, intermédiaire et pauvre, tous trois définis par des intervalles de pH et d'alcalinité de plus en plus faibles (Payette et Rochefort, 2001 ; Bendell-Young, 2003 ; Bourbonnière, 2009). Alors que l'accumulation de

tourbe augmente généralement au fil des millénaires, la tourbière peut prendre une morphologie bombée ou convexe et s'isoler de l'influence des eaux souterraines et de surface. Associé à la prédominance des sphaignes dans le tapis végétal, ce phénomène marque la transition vers une tourbière de type ombrotrophe, où l'apport en eau dépend essentiellement des précipitations. Les nutriments sont alors déficients et les acides produits par la décomposition de la matière organique ne peuvent plus être neutralisés (Shotyk, 1988 ; Bendell-Young et Pick, 1997). Le bombement d'une tourbière crée souvent une dépression en périphérie de la zone ombrotrophe, nommée *lagg*, qui reçoit à la fois les eaux du bog et des sols minéraux environnants (Howie et Meerveld, 2011).

Le gradient de minérotrophie à ombrotrophie existe entre les tourbières à l'échelle régionale mais aussi à l'intérieur même d'une tourbière (Payette et Rochefort, 2001). Dans ce mémoire, le terme "fen" est utilisé pour désigner la zone à proximité de l'aquifère adjacent à la tourbière, et le terme "bog" est utilisé pour désigner la zone plus éloignée de l'influence des eaux de l'aquifère en bordure, vers le centre de la tourbière.

1.2.2 Géochimie des tourbières

La composition géochimique de l'eau et de la tourbe est un outil largement utilisé dans la caractérisation des tourbières. La géochimie des tourbières est étroitement liée à l'hydrologie, la géologie, la végétation, le climat et le cycle du carbone (Bourbonnière, 2009 ; Andersen *et al.*, 2011). Elle permet notamment d'évaluer l'impact d'une perturbation sur la tourbière (Wind-Mulder *et al.*, 1996 ; Strack *et al.*, 2008), de suivre l'accumulation ou le lessivage de polluants (Rothwell *et al.*, 2007 ; Novak et Pacheroova, 2008), et d'identifier les processus chimiques, physiques et biologiques qui gouvernent la géochimie (Reeve *et al.*, 1996 ; Todorova *et al.*, 2005 ; Whitfield *et al.*, 2010). Par exemple, les carottes de tourbe fournissent un enregistrement à long terme des dépôts atmosphériques de polluants (Gorham et Janssens, 2005), alors que la chimie de l'eau de la tourbe peut témoigner de l'influence des dépôts atmosphériques acides sur les tourbières (Blancher et McNicol, 1987) ou des mélanges avec l'eau souterraine (Bendell-Young, 2003). Ces mélanges peuvent être

caractérisés à l'aide du pH, de l'alcalinité, de la conductivité électrique, des isotopes stables et de différentes combinaisons de métaux (Ca, Mg, Si, Na, Fe, Mn, Al, etc.).

D'autre part, l'hydrologie des tourbières joue un rôle important dans la mobilisation du carbone organique dissous (COD) vers les cours d'eau (Siegel *et al.*, 1995 ; Jager *et al.*, 2009). Le COD contribue notamment à acidifier les eaux de surface (ce qui mobilise métaux et polluants), et à diminuer la pénétration de la lumière (Payette et Rochefort, 2001). L'analyse des composés du carbone, du soufre, de l'azote et du fer (entre autres) permet d'évaluer le rôle des réactions acides-bases sur le pH, le potentiel redox, la production de méthylmercure, la décomposition de la matière organique, la spéciation des métaux, etc. (Bottrell *et al.*, 2007 ; Mitchell *et al.*, 2008). Les processus biochimiques liés au carbone accumulé dans les tourbières font l'objet d'une attention particulière en lien avec les changements climatiques actuels (Petrone *et al.*, 2001 ; Whittington et Price, 2006 ; McKenzie *et al.*, 2009). En effet, l'augmentation des températures et de l'aération du profil de tourbe par la diminution des niveaux d'eau dans les dépôts organiques accélère la décomposition de la tourbe et intensifie les flux de CO₂ vers l'atmosphère. À l'inverse, l'augmentation des précipitations ou l'inondation des tourbières contribuent plutôt à accroître les émissions de méthane (CH₄), un gaz aux impacts encore plus importants que le CO₂ sur l'effet de serre (Payette et Rochefort, 2001). Le fonctionnement des tourbières est donc en équilibre fragile entre leur rôle de puits et de source de carbone.

À l'état naturel, la géochimie de l'eau de la tourbe se distingue par un pH acide, une faible minéralisation et des concentrations élevées en carbone dissous (Waddington et Roulet, 1997 ; Siegel *et al.*, 2006). Elle présente généralement une distribution bimodale. Par exemple, les eaux du fen sont caractérisées par un pH et une alcalinité plus élevés que celles du bog, à cause de l'influence de l'eau de l'aquifère en bordure. Cette bimodalité se traduit aussi à travers les processus qui contrôlent l'acidité de l'eau. Ainsi, le pH des eaux du fen dépend de l'apport en bicarbonates et en carbonates des eaux souterraines, alors que celui du bog est davantage lié à l'acidité produite par la décomposition de la matière organique et par les échanges cationiques. Le pH, l'alcalinité et le calcium sont des paramètres clés dans l'étude des gradients fen-bog (Siegel *et al.*, 2006 ; Bourbonnière, 2009). Ces gradients

géochimiques sont continus et sans frontières précises, et montrent généralement des effets de chevauchements importants (Sjörs et Gunnarsson, 2002).

D'autre part, les processus géochimiques sont aussi fonction de la stratigraphie de la tourbière, notamment en ce qui a trait aux processus d'oxydoréduction. On reconnaît généralement deux horizons dans une tourbière: l'acrotelme et le catotelme (Proctor, 2003). L'acrotelme correspond à la couche de surface au sein de laquelle varie le niveau de la nappe. De quelques décimètres d'épaisseur, elle se retrouve ainsi périodiquement en conditions aérobies, ce qui favorise un taux de dégradation accru de la matière organique. La conductivité hydraulique y est aussi plus élevée, c'est pourquoi l'essentiel des écoulements s'y produit (Bleuten *et al.*, 2006 ; Morris *et al.*, 2011). Les conditions oxydantes favorisent les concentrations en nitrates et en sulfates et entraînent la minéralisation de la matière organique (Auterives, 2006). L'acrotelme est le compartiment de production de la tourbière, où la forte activité biologique favorise le recyclage des éléments et la récupération de la plupart des minéraux et éléments nutritifs par les plantes avant que ces derniers ne puissent percoler dans le catotelme (Payette et Rochefort, 2001). Le catotelme, plus profond, peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur grâce à un faible taux de dégradation de la matière organique. Il se caractérise par des conditions anaérobies maintenues par la saturation permanente du milieu, et par une faible perméabilité qui ralentit significativement la circulation de l'eau (Morris *et al.*, 2011). Les conditions réductrices instaurent alors les processus de dénitrification et de réduction des sulfates et du fer (Auterives, 2006). Ce modèle à deux couches de la structure des tourbières est cependant trop simplifié pour illustrer l'hétérogénéité spatiale des propriétés de la tourbe (Holden et Burt, 2003). Morris *et al.* (2011) propose un concept plus flexible de point chaud (zone oxygène ou active) et de point froid (zone anoxique ou inactive) qui intègre une vision en trois dimensions des processus écologiques, biochimiques et hydrologiques. Ce faisant, les propriétés oxydantes du milieu ne sont plus réduites à une seule couche de surface aux limites fixes et peuvent se retrouver dans des zones localisées comme les laggs et les conduits préférentiels d'écoulement créés par les macropores, les racines, les niveaux de tourbe moins humifiés ou les bois morts.

La composition cationique de l'eau de la tourbe est habituellement peu corrélée avec celle de la matière organique elle-même (Bendell-Young et Pick, 1997 ; Gogo *et al.*, 2010).

La disponibilité des cations solubles est en partie contrôlée par les variations de la capacité d'échange cationique (CEC) et du niveau de saturation des sites d'échange (NSSE) de la tourbe. Si le NSSE est faible, les cations en solution seront adsorbés par la CEC de la tourbe, diminuant ainsi les concentrations solubles. À l'inverse, si le NSSE est élevé, la CEC ne pourra pas réduire la disponibilité des cations en solution, qui influencera alors l'activité biologique. L'adsorption est d'ailleurs plus importante en surface et dans les bog qu'en profondeur et dans les fen, en raison de la CEC plus élevée chez les communautés de sphaignes (Gogo *et al.*, 2010).

Bien que la forte CEC de la tourbe explique les faibles concentrations en solution (Proctor, 2003) et que la biodégradation de la tourbe libère des ions en solution (Siegel et Glaser, 1987), les variations de la composition géochimique de l'eau de la tourbe reflètent davantage les processus hydrologiques et hydrogéologiques selon Siegel (1988b), notamment en profondeur. En général, la faible minéralisation des eaux interstitielles de la tourbe contraste suffisamment avec les fortes teneurs en minéraux dissous des eaux souterraines pour permettre le suivi de l'influence minérale dans les tourbières (Howie et Meerveld, 2011). Les traceurs géochimiques représentent donc un outil adéquat pour l'identification des processus d'échange aquifère-tourbière, mais leur interprétation reste difficile à contraindre étant donnée la variabilité des processus impliqués.

1.2.3 Les processus d'échange aquifère-tourbière

La dynamique des systèmes aquifère-tourbière se décrit principalement à travers les mécanismes hydrologiques qui contrôlent l'écoulement de l'eau. Bleuten *et al.* (2006) identifient trois flux principaux : le flux de ruissellement de surface au-dessus de l'acrotelme saturé, le flux latéral d'eau souterraine peu profonde à travers les couches de sub-surface de la tourbière, et les échanges verticaux plus profonds des eaux souterraines avec les eaux de la tourbe basale.

Les tourbières ont une activité hivernale limitée par la faible conductivité hydraulique des couches profondes et par le gel saisonnier des couches en surface. Dans le contexte

climatique québécois, la fonte printanière est l'épisode hydrologique le plus important, et la sur-saturation de la tourbe peut alors générer un écoulement de surface rapidement transmis vers l'aval ou les cours d'eau adjacents (Metcalf et Buttle, 2001 ; Todd *et al.*, 2006). Les fonctions d'atténuation-transmission-contribution du ruissellement de surface par les tourbières sont contrôlées par la topographie, la capacité d'emmagasinement et les conditions d'humidité antécédentes des dépôts organiques. À l'approche de l'été, l'écoulement superficiel de l'excès d'eau est progressivement inhibé par l'évapotranspiration et la diminution des niveaux de nappe qui s'en suit, laissant place aux flux de sub-surface et à la percolation des eaux vers les exutoires (s'il y en a) ou dans les dépôts sédimentaires limitrophes en aval (Kværner et Kløve, 2008 ; Frei *et al.*, 2010 ; Spence *et al.*, 2011). La baisse des niveaux de nappe est généralement plus marquée dans les bogs que dans les fens, où les niveaux d'eau peuvent être maintenus par l'afflux d'eau souterraine (Payette et Rochefort, 2001). Les variations de niveaux de nappe liées à la crue printanière et à l'évapotranspiration sont ainsi responsables des régimes d'alimentation et d'évacuation des eaux des tourbières, de même que de la composition géochimique qui caractérise l'eau de la tourbe.

Les échanges aquifère-tourbière se produisent essentiellement en bordure de la tourbière et de façon latérale, notamment à travers les flux de sub-surface (Bleuten *et al.*, 2006 ; Dempster *et al.*, 2006). L'écoulement latéral sortant (depuis le bog vers la périphérie) de l'eau des tourbières peut ralentir ou inhiber l'infiltration des eaux souterraines arrivant en sens opposé depuis l'aquifère en bordure. La convergence de ces deux flux vers la zone de lagg en périphérie représente un facteur déterminant dans l'extension spatiale de l'influence minérale au sein de la tourbière. Les inversions de directions d'écoulement, i.e. de l'aquifère vers la tourbière en période de crue, puis de la tourbière vers l'aquifère en période sèche, sont rapportés dans la littérature (Ferone et Devito, 2004 ; Mouser *et al.*, 2005). Selon Mouser *et al.* (2005) l'inversion saisonnière des gradients de charges horizontaux reflète l'influence de patrons d'écoulement locaux, et son absence peut être associée à la dominance des flux régionaux.

Les fonctions de recharge et de décharge des tourbières sont définies par les gradients de charges verticaux qui caractérisent les écoulements profonds entre la tourbe et le minéral

sous-jacent. Une tourbière est considérée comme une zone de recharge de l'aquifère lorsque l'écoulement vertical se fait de la surface vers le minéral sous-jacent (à condition que les matériaux perméables s'étendent latéralement sous la tourbière), et comme une zone de résurgence lorsque l'eau souterraine remonte verticalement à travers la tourbe (Siegel, 1988a). Plusieurs études ont aussi observé le phénomène de renversement des flux verticaux dans les tourbières (Devito *et al.*, 1997 ; Mouser *et al.*, 2005 ; Reeve *et al.*, 2006). L'été, les pertes liées à l'évapotranspiration stimulent la remontée d'eaux souterraines qui se déchargent vers la surface de la tourbe, alors qu'au printemps, l'expansion de la tourbe sous l'augmentation des charges piézométriques en augmente la porosité, permettant ainsi une circulation accrue des flux verticaux avec le minéral sous-jacent (Devito *et al.*, 1997). L'inversion des gradients s'observe également à l'intérieur même d'un profil de charges verticales, où les charges en surface peuvent indiquer un flux vers le bas alors que celles en profondeur suggèrent plutôt un flux d'eau souterraine vers la surface. Ces fluctuations sont notamment contrôlées par l'hétérogénéité des propriétés hydrauliques de la tourbe, la surpression causée par l'afflux régional d'eau souterraine et par la présence de conduits préférentiels d'écoulement (nommés « pipes ») (Price et Waddington, 2000 ; Beckwith *et al.*, 2003 ; Siegel et Glaser, 2006). Dans ce contexte, la géochimie de l'eau de la tourbe, combinée avec l'analyse des gradients hydrauliques verticaux, a souvent été employée comme traceur de la localisation des flux de recharge et de résurgence des eaux souterraines (Siegel et Glaser, 1987 ; Siegel, 1988b ; Drexler *et al.*, 1999 ; Fraser *et al.*, 2001 ; Reeve *et al.*, 2001a). Ceci est réalisé à l'aide du pH et/ou de la conductivité électrique, de l'alcalinité, du deutérium, du calcium, du sodium, ou encore des métaux totaux dissous.

Les processus d'échanges aquifère-tourbière sont généralement abordés dans une perspective de classification des tourbières, soit à travers l'effet tampon des eaux souterraines sur l'acidité de l'eau des tourbières ou l'apport en minéraux et nutriments qui définit les gradients fen-bog (Shotyk, 1988 ; Bragazza et Gerdol, 2002 ; Bendell-Young, 2003). L'approche hydrogéologique a longtemps supposé que les écoulements entre la tourbe et le minéral sous-jacent étaient négligeables en raison de la faible conductivité hydraulique des dépôts organiques, et que le principal mécanisme de transport des solutés devait être la diffusion. Cette théorie est de plus en plus réfutée, et plusieurs auteurs ont confirmé

l'influence des mécanismes de transport par advection et dispersion sur la géochimie de l'eau interstitielle de la tourbe (Siegel et Glaser, 1987 ; Reeve *et al.*, 2001a ; McKenzie *et al.*, 2002 ; Kjellin *et al.*, 2007). Les travaux récents de Rossi *et al.* (2012) ont démontré comment l'eau souterraine des eskers pouvait s'infiltrer dans les tourbières grâce à la porosité secondaire, et ce tant en surface qu'en profondeur. La nature et le sens des échanges restent néanmoins difficiles à identifier et à quantifier, et peu d'outils ont été développés pour évaluer leurs variations spatio-temporelles. La plupart des études se sont concentrées sur une approche unidimensionnelle de l'évolution géochimique le long de profils verticaux ou horizontaux, alors que les concentrations observées résultent plutôt d'un mélange tridimensionnel d'écoulements aux directions et aux intensités variables. L'interprétation des indicateurs est aussi limitée par les différences régionales et saisonnières dans la composition géochimique des précipitations et des eaux souterraines. L'identification de l'influence minérale est d'autant plus ambiguë lorsque l'aquifère est principalement composé de minéraux silicatés peu solubles: les faibles concentrations en éléments dissous qui les caractérisent présentent alors peu de contraste avec celles de l'eau des tourbières, ce qui rend difficile l'identification des flux d'eau souterraine (Bragazza et Gerdol, 1999).

1.3 Méthodes d'évaluation des fonctions hydrologiques des milieux humides

Aux États-Unis, un des premiers guide d'évaluation des milieux humides, le Wetland Evaluation Technique (WET), a été développé par Adamus *et al.* (1991). Ce guide présente un outil d'évaluation de plus de onze fonctions rattachées aux milieux humides (toutes catégories confondues) et de leurs interrelations, ainsi que les indicateurs directs ou indirects associés. Parmi les outils d'interprétation proposés par la méthode WET, la mesure des gradients hydrauliques entre l'aquifère et le milieu humide est le meilleur indice de la nature de leurs échanges. Les concentrations géochimiques, et notamment la matière dissoute totale (MDT), sont recommandées dans la méthode WET comme traceurs des zones de décharge. Bien que ce guide se base sur une revue exhaustive de la littérature pour décrire les différents

processus qui contrôlent le rendement des milieux humides dans leurs fonctions, ce dernier n'est pas destiné à être utilisé sans l'appui de mesures quantitatives.

D'autre part, la classification traditionnelle des milieux humides (fen, bog, marais, marécages) ne permet pas de faire un lien direct avec les fonctions hydrologiques qu'ils remplissent (Devito *et al.*, 1996 ; Bullock et Acreman, 2003). En 1982, Novitzki (1982) propose plutôt une classification hydrologique basée sur la position du milieu humide dans le bassin (en amont ou au niveau des plaines inondables en aval), sur la connexion hydraulique avec les eaux (souterraines ou de surface) et sur la connexion au réseau hydrologique de surface en aval (milieu humide de pente ou de dépression). Cette classification, appliquée à l'étude de plus de 15 sites, a permis de mettre en évidence le rôle majeur du contexte hydrogéomorphologique dans la nature des interactions eau souterraine - milieu humide - eau de surface.

Au cours des années 90, l'approche hydrogéomorphologique (HGM) a été développée, devenant ainsi une approche de référence dans l'évaluation des fonctions hydrologiques des milieux humides (Brinson, 1993 ; Smith *et al.*, 1995 ; Cole *et al.*, 1997). Un rapport de Clairain (2002) procure même les lignes directrices et étapes pour le développement de guides d'évaluation régionaux basés sur l'approche HGM. Plusieurs études continuent à corroborer le lien entre l'importance des fonctions hydrologiques des milieux humides et leur contexte hydrogéomorphologique, et fournissent les critères de base aux guides d'évaluation des milieux humides développés dans plusieurs états américains (Sheldon *et al.*, 2005 ; Lin, 2006 ; Klimas *et al.*, 2011). L'approche HGM représente donc un outil d'évaluation préliminaire lorsqu'une expertise multidisciplinaire n'est pas disponible, et est destinée aux gestionnaires du territoire pour des études locales, régionales ou nationales. Elle permet d'orienter le choix des sites qui feront l'objet d'acquisition de données sur le terrain (piézométrie, géochimie, végétation), afin de créer une base de données (et d'indicateurs des fonctions) de références spécifiques à une région donnée et applicables à d'autres sites en contexte HGM similaire. La comparaison de l'efficacité des différents types de milieux humides de référence pour une fonction particulière permet ainsi de cibler les zones plus sensibles aux perturbations et de déterminer le niveau d'investigation requis dans le cadre d'études d'impact commandées par le développement de certains projets (Findlay *et al.*,

2002). En ce sens, les gestionnaires ont besoin de lignes directrices qui soient adaptées au contexte des tourbières du Québec méridional.

1.4 Objectifs du mémoire

Dans ce contexte, il apparaît pertinent de s'interroger sur le rôle des tourbières dans la dynamique des aquifères du sud du Québec. En d'autres termes, il est nécessaire de pouvoir déterminer si le milieu humide est soutenu par la résurgence d'eaux souterraines ou si c'est le milieu humide qui maintient la recharge de la nappe. Il est également nécessaire de développer des approches méthodologiques pour identifier ces interactions. C'est dans ce cadre que ce projet de maîtrise a été réalisé. L'objectif principal de cette recherche est de mettre en évidence des indicateurs géochimiques qui pourront être utilisés par les gestionnaires afin d'identifier rapidement la nature des échanges entre aquifère et tourbière et de favoriser une gestion durable et intégrée de la ressource.

Pour répondre à ces questions, douze profils instrumentés de piézomètres ont été mis en place dans la partie centrale de la Zone de gestion intégrée des ressources en eau Bécancour (Centre-du-Québec) et dans la région d'Amos (Abitibi), deux régions qui ont récemment fait l'objet de projets d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines (PACES). L'hydrodynamisme et la géochimie de l'eau de la tourbe, de l'eau de l'aquifère de surface limitrophe et de l'eau du minéral sous-jacent des systèmes aquifère-tourbière sont étudiés. L'évolution spatio-temporelle des charges hydrauliques est examinée en relation avec les compositions inorganiques et organiques des différentes catégories d'eau. Le traitement statistique des données est ensuite effectué à l'aide d'une analyse en composantes principales afin d'identifier les principaux mécanismes responsables de la variation des compositions géochimiques dans l'eau des tourbières, ainsi que la signature de l'influence des eaux souterraines. Enfin, un modèle théorique de transport des solutés par diffusion permet d'attester de l'importance relative des mécanismes de diffusion et d'advection, illustrant ainsi les fonctions de recharge-décharge et la concordance avec les traceurs potentiels identifiés.

Les deux régions offrent d'importants contrastes géologiques et climatiques susceptibles d'être reflétés par les différentes dynamiques hydrochimiques observées.

L'originalité du projet tient notamment du grand nombre de sites à l'étude, instrumentés dans des tourbières du Québec méridional aux contextes hydrogéomorphologiques différents, et dont les caractéristiques hydrogéologiques et géochimiques ont été suivies dans le temps entre mai et novembre 2011, à la fois dans l'eau de la tourbe et dans celle de l'aquifère. Les multiples approches intégrées et l'exhaustivité des données récoltées constituent ainsi une nouvelle base de références dans l'étude des systèmes aquifère-tourbière du Québec.

1.5 Structure du mémoire

Le présent mémoire se divise en trois chapitres. Le premier est une introduction générale de la problématique et de l'état des connaissances sur la géochimie et l'hydrologie des systèmes aquifère-tourbière, ainsi que sur les méthodes d'évaluation de leurs fonctions. Le deuxième chapitre est présenté sous la forme d'un article dont la publication est prévue dans une revue scientifique. Certains des résultats ont fait l'objet d'un résumé étendu et d'une présentation au congrès GéoHydro2011 qui a eu lieu du 28 au 31 août 2011 à Québec (Ferlatte *et al.*, 2011), de même que d'une conférence au 80^{ième} congrès de l'Acfas qui a eu lieu à Montréal les 7-8 mai 2012 (Ferlatte *et al.*, 2012). Les résultats finaux ont aussi été présentés lors du congrès GéoMontréal2013 (Ferlatte *et al.*, 2013), qui s'est tenu du 29 septembre au 3 octobre 2013 à Montréal. Le troisième chapitre présente une synthèse des résultats obtenus ainsi que la conclusion du mémoire. Les résultats et statistiques géochimiques sont finalement présentés en annexe. L'utilisation de la forme mémoire par article implique la reprise de plusieurs informations dans chacun des chapitres. Il est donc attendu qu'une certaine redondance apparaisse dans la lecture de ce document.

CHAPITRE II

GEOCHEMICAL TRACERS OF RECHARGE-DISCHARGE FUNCTIONS IN
SOUTHERN QUEBEC AQUIFER-PEATLAND SYSTEMS

Abstract: In areas where peatlands are abundant, they are likely to play a significant role in the hydrological and hydrogeological dynamics of a watershed. However, the processes behind aquifer-peatland interactions are not well understood. The objective of this study was to identify geochemical tracers to be used by catchment management authorities to assess the hydrogeological function of peatlands, hence promoting sustainable management of groundwater resources. The study regions have contrasted climate, geology and geomorphology. The Abitibi peatlands are found on esker slopes while the Centre-du-Quebec peatlands are mostly depression wetlands. Twelve peatland transects instrumented with piezometers were investigated in the Abitibi and Centre-du-Quebec regions of southern Quebec. Field and laboratory investigations include hydraulic head measurements, as well as inorganic and organic composition of water in the shallow aquifer, peatland water and groundwater in the mineral sediments below the peatland. Using principal component analysis, the primary control of the geochemical variation in peatland water has shown to be characterized by elements typical of aquifer water. Total dissolved solids (TDS) are highly correlated with this control and indicate probable zones of groundwater inflow through the peat at thresholds above 14 mg/L. Diffusion modeling of Na concentrations shows that the diffusion process alone cannot explain the composition of most peatland water samples. This is a strong indication of a groundwater upward flow discharging from the mineral sediments beneath the peatland (when measured concentrations are higher than simulated concentrations) or of a peatland water downward flow to the underlying mineral waters (when measured concentrations are lower than simulated concentrations). This study shows that a majority of the studied peatlands are long-term storage systems receiving lateral contributions from a shallow aquifer. Some peatlands provide water laterally to the shallow

aquifer, some receive groundwater vertically and some lose water to the underlying deposits. All of these exchanges are important components in the sustainability of peatland hydrological functions.

Keywords: peatlands, geochemistry, groundwater flow, recharge-discharge functions

2.1 Introduction

In the Canadian province of Quebec, peatlands cover an area of approximately 112,000 km², or more than 7% of the territory (Daigle et Gautreau-Daigle, 2001). Peatlands are defined as mainly anaerobic ecosystems saturated with water, where peat accumulation exceeds 40 cm (Shotyk, 1988 ; Bourbonnière, 2009). Several studies have described the climatic, biological and hydrological processes that are characteristic to peatlands (Todorova *et al.*, 2005 ; Whittington et Price, 2006 ; Whitfield *et al.*, 2010). Studies that have examined their connection to groundwater are generally discussed in a perspective of peatlands classification, either through buffering effect of groundwater on the acidity of bogs or through supply of dissolved minerals and nutrients that defines fen and bog chemical gradients (Shotyk, 1988 ; Bleuten *et al.*, 2006 ; Bourbonnière, 2009). Minerotrophic peatlands (or fens) are known to sustain exchanges with the adjacent aquifer. Similarly to other types of wetlands, peatlands located on or at the base of hillslopes are recognized to be areas of regional groundwater discharge (Emili *et al.*, 2006 ; Todd *et al.*, 2006), which generally support persistent surface wetness (Branfireun et Roulet, 1998). This context explains vegetation biodiversity, elevated pH, alkalinity and calcium concentrations found in this type of wetlands (Bendell-Young et Pick, 1997 ; Bragazza et Gerdol, 2002 ; Bailey

Boomer et Bedford, 2008). Ombrotrophic peatlands (or bogs) on their part are essentially fed by precipitation, and they often have a raised water table isolated from regional groundwater flow (Payette et Rochefort, 2001). Yet, numerous authors report the importance of upward local groundwater flux for plant nutrients supply (Drexler *et al.*, 1999 ; Fraser *et al.*, 2001). Indeed, it is increasingly recognized that most peatlands are not isolated reservoirs in the landscape, and that dispersive solute transport from a surrounding aquifer or from underlying mineral deposits are responsible for most of the observed inorganic constituents in peatland water (Devito *et al.*, 1997 ; Reeve *et al.*, 2001a ; 2001b ; Kjellin *et al.*, 2007).

In areas where peatlands are abundant, they are likely to play a significant role in the hydrological and hydrogeological dynamics of a watershed (Novitzki, 1982 ; Bullock et Acreman, 2003 ; Cohen et Brown, 2007). The processes behind these interactions are not well known and observations are often difficult to interpret because of their spatial and temporal variability (Whitfield *et al.*, 2010). Characterization of the physical environment and water level monitoring, combined to multiple geochemical tracers have been shown to contribute to remove part of the uncertainty that lies behind recharge-discharge functions (Siegel, 1988a, 1988b ; Kehew *et al.*, 1998 ; Reeve *et al.*, 2001a).

Whether the peatland is fed by a shallow aquifer or the peatland is providing water to the aquifer is an important question for groundwater and wetland management. However, no specific study has been conducted to investigate Quebec aquifer-peatland systems connection in different hydrogeomorphological contexts. The objective of this research is to identify geochemical tracers to be used by catchment management authorities to evaluate the nature of aquifer-peatland interactions in southern Quebec, hence promoting a more sustainable management of both water resources and peatlands. For this purpose, the hydrodynamics and geochemistry of the shallow aquifer, the peatland water, and the groundwater within the underlying mineral deposits are studied in twelve different sites. Spatio-temporal variations of hydraulic heads are examined in relation to inorganic and organic compositions of the different water reservoirs. Principal component analysis is used to identify the main mechanisms responsible for the variation of geochemical composition of water. Finally, diffusion modeling is performed to attest the relative importance of diffusive and advective solute transport and to confirm recharge-discharge exchanges.

2.2 Study areas

The study is performed in two regions of southern Quebec (Canada) with distinct geological and climatic contexts that may be reflected in specific hydrochemical patterns: the Abitibi region and the Centre-du-Quebec region, and more specifically the lower part of the Becancour River's watershed (hereafter named the Becancour region) (Figure 2.1). The two regions offer important geological and climatic contrasts that may result in distinct hydrogeological functions of peatlands. Average annual temperatures in the Abitibi and Becancour regions are 1 and 5°C respectively, with maximum air temperature occurring in July and the lowest in January. The average annual precipitation is 918 and 1193 mm (Environment Canada, 2012) for the two regions, where 27% and 24% of precipitation falls as snow from November to April.

The Becancour region geology consists of a series of sedimentary and metamorphic rocks, mainly schists and shales, covered with tills and Quaternary marine deposits that form surface and semi-captive aquifers. Low-permeability tills and Champlain Sea clay deposits accumulated during and after the last glaciation (Godbout *et al.*, 2011) and have favoured peat accumulation in topographic depressions of the landscape's lower elevation portions. In the Becancour region, peatlands occupy approximately 6% of the territory (Avard *et al.*, 2013). Most peatlands are forested or shrubby ombrotrophic peatlands surrounded by a minerotrophic lagg.

In the Abitibi region, the geology is characterized by a glaciolacustrine clay plain furrowed by an esker-moraine morphology over thin till and volcanic and intrusive rocks. Deposited during the flooding by glacial Lake Ojibway, this clay now contributes to the highly productive aquifers found in eskers (Nadeau, 2011). Indeed, the clay layer allows to increase the granular deposits water storage capacity by retaining the water within, as in its absence, the water would runoff to the surface. Peatlands have developed through paludification of eskers and of Moraine slopes (Riverin, 2006). In colder temperatures and

dryer climates such as the one in the Abitibi region, sphagnum growth can be limited (Payette et Rochefort, 2001). Peatlands in hillslope contexts commonly don't have a water table raised above regional groundwater, hence flow from adjacent mineral deposits can be pronounced. Peatlands in these conditions can progressively become patterned fen, with a succession of linear water depressions and vegetation crests perpendicular to the flow (Payette et Rochefort, 2001). The study sites of the Abitibi region show some of these features. In the Amos zone of the Abitibi region, 19% of the study area is occupied by wetlands, most of which are peatlands (Ducks Unlimited Canada, 2009).

In both regions, peatlands are fringed by sandy deposits that extend at least partly under the organic deposits. The thickness of these underlying deposits is not well defined, but ground penetrating radar surveys (unpublished data) suggest a meter scale thickness in areas close to the adjacent shallow aquifer.

2.3 Methods

2.3.1 Field instrumentation

During the summer 2010, six aquifer-peatland transects were instrumented with piezometers in each region. Experimental sites were selected using wetland maps (Ducks Unlimited Canada, 2006, 2009) as well as aerial and satellite photographs, according to their accessibility (near roads), and their least disturbed state. The peatlands were selected to ensure a variety of vegetation types in an attempt to represent diversified aquifer-peatland exchanges (Bragazza et Gerdol, 2002 ; Kurtz *et al.*, 2007). The selected peatlands are named La Belle (two transects: LB1 and LB2), La Coupe (LC), Saint-Mathieu-de-Berry (SMB), Sources Nord (SN) and Sources Sud (SS) in the Abitibi region, and Lac Rose (two transects: LR1 and LR2), Mer Bleue (MB), Saint-Sylvère (SSY) and Villeroy (two transects: V1 and V2) in the Becancour region (Figure 2.1).

Each of the 12 profiles comprises six piezometric stations (Figure 2.2). The first station (no.1) is located in the shallow aquifer, a few tens of meters beyond the organic deposits. The other five stations (no.2 to 6) are piezometers nests made of two 1" PVC tubes slotted over

30 cm at the base. The surface piezometer is inserted in the peat at a depth of 1.1 m (when possible), whereas the deep piezometer is inserted at 40 centimeters below the mineral-peat interface to capture groundwater from the underlying mineral deposits. Station no.2 is located at the beginning of the peatland where the thickness of the peat is greater than 40 cm. Station no.3 is placed based on significant changes in vegetation gradient. Stations no 4, 5 and 6 are distanced by 50, 50 and 200 m respectively. The profiles have an average length of 450 m and are oriented perpendicular to the topography of the shallow aquifer.

On all transects, peat thickness was determined using a soil sampler every 50 m. Maximum peat accumulation reaches 4.5 m in the Abitibi region and 6.4 m in the Becancour region. Elevations and locations of all piezometers were surveyed using a Trimble differential GPS. These measures also provided references for the hydraulic gradients.

2.3.2 Peat sampling

Basal peat cores were sampled on all transects (except SN) for radiocarbon dating. The samples were collected at the location of the maximum measured peat depth with a Russian auger. Cores were wrapped and rapidly refrigerated after sampling. Sub-samples were sliced at the base of the core, next to the mineral contact. The 1 cm thick bulk samples were dried at 98°C for 24 h and sent to Beta Analytic laboratory for AMS radiocarbon analyses.

2.3.3 Water sampling and chemical analysis

Two sampling campaigns were conducted, in May and August 2011. A total of 123 samples were analyzed each time for calcium (Ca), magnesium (Mg), sodium (Na), potassium (K), silicon (Si), iron (Fe), manganese (Mn), aluminum (Al), zinc (Zn), strontium (Sr), barium (Ba), total sulphur (S), chlorides (Cl), sulphate (SO₄), nitrates (NO₃), alkalinity and dissolved organic carbon (DOC). Total dissolved solids (TDS) concentrations were calculated as the sum of inorganic ions.

All piezometers were purged a week before sampling, because of the limited water quantities and the slow recovery of water levels. Water was sampled using a peristaltic pump. HDPE bottles were used for alkalinity and anion analyses (60 ml), and for dissolved metals (30 ml). Samples for metals analysis were acidified with nitric acid. For DOC analysis, 4 ml glass vials were rinsed and combusted at 500 °C. A drop of mercuric chloride (HgCl_2) was added as a preservative. All samples were filtered to 0.45 μm in the field and refrigerated at 4 °C. Anions were analyzed by ion chromatography and metals by ICP-AES at the INRS-ETE laboratory. DOC was measured using a carbon analyzer (TOC-5000A Shimadzu) at the GEOTOP laboratory. Alkalinity was determined by titration with acid when the water sample pH was above 4.5, since alkalinity cannot be detected at lower pH values. Temperature, pH and electrical conductivity (EC, 25°C) of water were also measured monthly from May to November 2011 in all the piezometers using a multi-parameter sensor. Regional aquifer and precipitation samples were also collected during the summer 2010 (in Abitibi) and 2011 (in Becancour) for major ions concentrations.

2.3.4 Head survey

Water levels were measured monthly in all the piezometers during the same period using a manual water level tape (precision 0.5 cm). Lateral and vertical hydraulic gradients were calculated using the monthly head values:

$$i_{lat((i)-(i+1))} = (h_i - h_{i+1}) / L_{(i)-(i+1)} \quad (2.1)$$

$$i_{vert} = (h_M - h_P) / L_{M-P} \quad (2.2)$$

where i_{lat} is the lateral hydraulic gradient between the peat piezometers located at stations i and $i+1$ (m/m) (i_{lat} is positive from the aquifer to the peatland), h_i is the hydraulic head in the peat at station i and h_{i+1} is the hydraulic head in the peat at station $i+1$ (m), $L_{(i)-(i+1)}$ is the lateral distance between stations i and $i+1$ (m), i_{vert} is the vertical hydraulic gradient between the piezometer located in the peat and the piezometer located in the underlying mineral deposits (m/m) (i_{vert} is positive from the mineral deposits to the organic deposits), h_P is head in the peat (m), h_M is the head in the underlying mineral deposits (m) and L_{M-P} is the vertical

distance separating the two piezometers at one station (m). Hydraulic gradients calculated with these values are used to indicate flow directions. Because of the error on the relative elevation of the stations (± 1 cm) and of the error on head measurements (± 0.5 cm), a hydraulic gradient is considered only if the head difference exceeds 2 cm.

Each transect also has one piezometer nest equipped with pressure transducers (Solinst) recording hourly hydraulic heads in the peatland and in the underlying mineral deposits. These transducers are located at different positions in the transects to provide additional insight into the degree of vertical connectivity at various stations.

2.3.5 Multivariate statistical analysis

Two principal component analyses (PCA) were performed on 122 (Abitibi) and 110 (Becancour) samples, combining May and August results of 17 parameters: pH, EC, Ca, Mg, Na, K, Fe, Si, Mn, Sr, Ba, Al, Zn, Cl, SO_4 , NO_3 and DOC. All data were pre-processed following the methodology suggested by Cloutier *et al.* (2008), using JMP® 7.0.1 statistical software (SAS Institute Inc., 2007). For each analysis, all results were log-transformed to normalize their distribution and standardized to make each variable weighted equally. 8 values under detection limit (DL) were replaced by the DL value; 12 outlier samples from V2 rich fen site were excluded from the PCA, as their contrasted high ionic concentrations would overestimate their influence on the geochemical variations. Alkalinity was also excluded because too many values were under the DL (39% of all samples). Based on the Kaiser criteria, components with eigenvalue greater than one were extracted for interpretation. Varimax rotation was applied to identify the groups of parameters associated with each component (Esbensen *et al.*, 2004).

2.3.6 Recharge-discharge processes modeling

A theoretical diffusion model was built to simulate vertical solute mixing between the underlying mineral interface and the top of the peat profile. Solute transport by chemical diffusion is described by Fick's law with the following equation:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D^* \frac{\partial^2 C}{\partial z^2} \quad (2.3)$$

The analytical solution for the one-dimensional diffusion equation in an infinite medium was given by Crank (1975):

$$C_{(z,t)} = \frac{C_0}{2} \left[\operatorname{erfc} \cdot \frac{z}{2\sqrt{D^*t}} \right] \quad (2.4)$$

where $C_{(z,t)}$ is the simulated concentration of solute in peatland water at a given depth (z) at a time (t). C_0 is the initial concentration in the underlying mineral water, erfc is the complementary error function, z is the vertical distance between the interface of the underlying mineral deposits and the depth of the piezometer in the peat [L], D^* is the effective coefficient of diffusion [L^2/T], and t is the time of diffusion since peat started accumulating [T]. D^* is defined as the product of molecular diffusion coefficient (D_0) and a factor for effective peat porosity and tortuosity (θ):

$$D^* = D_0 \cdot \theta^2 \quad (2.5)$$

Recharge-discharge functions of the peatland can be evaluated by comparing the theoretical diffusion profile to the observed concentrations. If the measured concentrations differ from the theoretical profile, diffusion alone cannot explain the observed concentrations and advective transports must intervene (Siegel, 1988b ; Fraser *et al.*, 2001 ; Siegel et Glaser, 2006). This approach is suitable if the solute is non reactive to biochemical and redox processes, with much greater concentrations in the underlying mineral water than in the

peatland water, as molecule diffuse from higher to lower concentrations (Siegel et Glaser, 2006). Here, Na was used as a conservative element for the model with a θ value of 0.22, as used by Fraser *et al.* (2001). This value is consistent with the effective porosity values of 0.20 and 0.25 used by McKenzie *et al.* (2002) and McKenzie *et al.* (2007). According to equation 2.5 and using the Na molecular diffusion coefficient (D_0) of $1.33 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ (Appelo et Postma, 2005) and a θ value of 0.22, a D^* of $6.44 \cdot 10^{-11} \text{ m}^2/\text{s}$ was used for the model. Diffusion time was determined from the radiocarbon ages of the basal peat and calibrated in function of the peat depth at a given station.

2.4 Results and discussion

2.4.1 Flow connections

2.4.1.1 Lateral flow connections

It is commonly assumed that peatland hydrology is primarily dominated by lateral flow because lateral hydraulic conductivity is greater than vertical hydraulic conductivity. Whether peatlands are connected or not to the shallow aquifer depends on the relative position of the water table of the two reservoirs. Between May and November 2011, hydraulic gradients were remarkably stable (Figure 2.3). No significant lateral flow reversals occurred during this period, although they were locally and episodically observed at some stations in both regions (LB2, LC, SN, LR1 and V1). Ferone et Devito (2004) and Mouser *et al.* (2005) related horizontal flow reversals between glacial deposits and a peatland with seasonal transitions from wet to dry periods.

The average hydraulic gradients from May to November 2011 between stations no.1 and 2 ($i_{lat(1-2)}$) show that 10 out of the 12 transects have flow directions from the shallow aquifer to the peatland. Exceptions are for sites LB1 and LC (Abitibi) where flow direction is from the peatland to the shallow aquifer. The hydraulic gradients between stations no.2 and 3 ($i_{lat(2-3)}$) are towards the peatland on six transects (LB1, LB2, LC, SMB, SS and LR1). They are in the direction of the shallow aquifer on three transects (LR2, SSY and V1), and equal to zero on three transects (SN, MB and V2). Two of the three transects with nil $i_{lat(2-3)}$ gradients (MB and V2) are in fact slightly negative and therefore classified as being towards the

aquifer while the SN gradient is almost inexistent. The lateral gradients between the aquifer and the peatland are larger than the first gradients within the peatland with $i_{lat(1-2)}$ ranging from -0.016 (LB1) to 0.100 (LB2) and $i_{lat(2-3)}$ ranging from -0.007 (V1) to 0.004 (LB1 and SMB).

The lateral hydraulic gradients (i_{lat}) observed at the peatland margin, i.e. between stations no.1 and 3, can indicate three types of lateral flow (Figure 2.4): 1) parallel horizontal flow (l_{par}) where groundwater flows from the shallow aquifer into the peatland and the peatland flowing towards the peatland center, 2) convergent horizontal flow (l_{conv}) where groundwater flows from the shallow aquifer to the peatland where it converges with water flow from the peatland center to the peatland margin, and 3) divergent horizontal flow (l_{div}) where flow from the peatland and the shallow aquifer is possible despite the inverse topographic gradient.

Four out of six transects in the Abitibi region (LB2, SN, SS and SMB) have l_{par} horizontal flow (the SN site is considered in this category because hydraulic gradients beyond station no.3 are towards the interior of the peatland). This type of hydrogeological context is representative of the flow-through systems typical of slope peatlands (Kehew *et al.*, 1998). Peatlands located on esker and moraine slopes in Abitibi receive water laterally from the shallow aquifer and this water flows through the organic deposits towards a surface outlet at the other edge of the peatland. All the depression peatlands in the Becancour region show l_{conv} horizontal flow, reproducing the classic hydrological patterns of raised bogs with piezometric mounds that drive water to flow towards the lower surrounding lagg (Branfireun et Roulet, 1998 ; Mouser *et al.*, 2005). From that point, water generally stays above the peat surface and flows parallel to the shallow aquifer-peatland limit towards the surface flow outlet of the peatland. The l_{div} lateral flow was observed only on two transects in Abitibi (LB1 and LC). This third type of horizontal flow was unexpected and could be related to the presence of a plateau underneath the organic deposits at LB1 and LC sites. Similar conditions and fluxes were reported by Ferone et Devito (2004) in a moraine wetland complex. Veillette *et al.* (2004) also suggested that the Abitibi peatlands could contribute to the eskers groundwater recharge.

Water table depths are usually stable in peatlands connected to the shallow aquifer, where the water table is frequently close to the peat surface (Devito *et al.*, 1996 ; Cole *et al.*, 1997 ; Hunt *et al.*, 1999). The water table was usually deeper in Abitibi than in the Becancour peatlands, with median values of -0.12 m and -0.05 m below the surface, respectively. The Abitibi peatlands with l_{par} lateral connexion type have higher water table depth as distance from the esker increase, which only submerges the peat surface at the end of the profile (Figure 2.5a). In Becancour, the peatland fringe is regularly immersed under the water table, which is a characteristic of l_{conv} lateral connection type. This is due to the hydrogeomorphological context of domed bogs surrounded with a lagg where water accumulates. Towards the bog, the water table tends to decrease up to station no.4 before rising again close to the surface near station no.6 (Figure 2.5b). A wider water table depth variation range characterizes the Abitibi peatlands with LC3 lateral connexion type (Figure 2.5c). These results support the assumption that peatlands located on esker and moraine slopes in Abitibi are mostly flow-through systems where groundwater inflow and peat water flow gather further downstream Drexler *et al.* (1999). The Becancour depression peatlands have raised bogs with piezometric mounds that drive water to outflow towards the lower surrounding fen. There, the water table is commonly kept above the peat surface, which illustrates the continuous water inputs of groundwater inflows converging with bog outflows in the lagg zone (Howie et Meerveld, 2011). Hence, hydrogeomorphological contexts are well reflected by the different lateral head patterns.

These different types of lateral flow connections are expected to influence the geochemistry of peatland water. For example, parallel fluxes should induce more mineralized water within the peatland, as the groundwater flow extent and magnitude are likely to be greater in slope contexts. Converging fluxes are expected to create different proportions of water mixing and produce surface or subsurface runoff in the fen (Howie et Meerveld, 2011). Peatland flow to the shallow aquifer and limited groundwater flows to the peatland should result in low mineralization of peatland water.

2.4.1.2 Vertical flow connections

Even if peatlands hydrology is mainly controlled by lateral head gradients, aquifer-peatland systems are also recognized to have vertical exchanges and can receive water from or provide water to the underlying mineral deposits (Reeve *et al.* (2000). The influence of water loss through evaporation and plant consumption (Drexler *et al.*, 1999), positive pore water pressure in peat soils and methane generation (Baird et Gaffney, 1995), transition from deep to shallow peat depth, pipes and macropores are recognized as factors that can induce vertical water flows (Rossi *et al.*, 2012). Here, vertical hydraulic gradients between the piezometer set in the underlying mineral deposits and the peatland piezometer are used to assess possible vertical flow connections (see equation 2). It is known however that a vertical hydraulic gradient does not necessarily indicate the presence of vertical flow, as the incidence of peat layers with lower hydraulic conductivity can inhibit water movements.

Vertical hydraulic gradients are categorized in three types. In the first type (v_{down}), the head gradient between the underlying mineral deposits and the peat is downwards (negative values), potentially indicating peatland water flowing towards the underlying mineral deposits. In the second type (v_{up}), the head gradient between the mineral and organic deposits is upwards (positive values), potentially indicating vertical groundwater flow from the underlying mineral deposits to the peatland. In the third type (v_0), the head difference between the mineral and organic deposits is close to zero and vertical flow is considered negligible.

The percentage of v_{down} type vertical flow connections taken from all monthly measurements dominate at all sites except at the SMB and V2 transects (Table 2.1). Vertical flow connections with v_{up} type were recurrent at three sites (LB2, SMB and LR1) and were only recorded on one occasion at V1 (May) and LR2 (November). Most of these gradient types were recorded at stations no.2, in sites with l_{par} and l_{conv} lateral flow connections. It is possible that these lateral flow conditions contribute to increase pore water pressure in the underlying mineral deposits. These sites are expected to produce higher inorganic concentrations in the peatland water. Sites with lateral flows but without vertical hydraulic gradients (v_0) were more specific to converging lateral flow conditions (l_{conv}), particularly at V2 and MB. It is clear that vertical flow conditions can vary from station no.1 to 6 in one

transect, possibly due to the morphology of the underlying deposits and to the presence of macropores and pipes that create preferential flow pathways (Ours *et al.*, 1997 ; Rossi *et al.*, 2012).

The average vertical head gradients vary from -0.524 (LR2) to 0.001 (LR1). These high downward gradients are likely to be the result of the larger hydraulic conductivity in the underlying mineral deposits (Reeve *et al.*, 2000). The highest hydraulic gradients could also indicate confined flow conditions in the underlying mineral deposits, caused by the low hydraulic conductivity of the more decomposed peat layers found at the bottom of the peatland. If this is the case, head variations in the underlying mineral deposits should not be correlated with head variations in the peat and vertical exchanges are expected to be limited.

To assess which of these processes predominantly controls vertical hydraulic gradients, hydrographs were observed and compared with precipitation (see Figure 2.6 for typical cases). Continuous measurements of hydraulic heads generally shows synchronous variations of heads in the peatland and in the underlying mineral deposits, therefore possibly indicating vertical connections (Mouser *et al.*, 2005). This pattern is typically observed in stations located in the fen zone (e.g. station no. 2 on LR2 transect, Figure 2.6b) and correlates well with rain events. This rapid and simultaneous reaction of the heads to rain events near the peatland margin can be either through the direct transmission of a pressure pulse within the peat and to the underlying deposits, or through the simultaneous but independent transmission from the shallow aquifer of a pressure pulse within the peat and within the mineral deposits. Rapid and coordinated response to both rainfall and bordering shallow aquifer hydraulic head variation (not shown in Figure 2.6) could furthermore demonstrate the aquifer's vertical and lateral connections at the peatland margin (Rossi *et al.*, 2012).

As the distance from the margins increase, head variations become more and more un-coordinated, and the responses to precipitation events are lessened and delayed (e.g. station no.6 on LB1 transect, Figure 2.6a). This probably translates a depth effect and/or a change in the substratum's permeability that progressively isolates water fluxes in the organic deposits from those in the inorganic sediments. On the 12 transects, most v_{up} flows are found near the peatland-hillslope interface, i.e. in the fen zone. Settings with v_{down} from the peatland to the

mineral deposits occurred at any transect station. These flows are likely to produce lower inorganic concentrations as it dilutes the groundwater found below the peatland.

This confirms that there are more probabilities for aquifer-peatland vertical exchanges to effectively occur near the peatland margin, where the sand thickness underneath the peatland is expected to be maximum according to drilled pionjar holes (unpublished data). Flow reversal from downward to upward hydraulic gradients are mostly caused by an increase in the lower substratum's head (not shown in Figure 2.6) which supports the indication of a stronger vertical connection between the peatland and the underlying groundwater than to precipitation. This was essentially observed in wet periods and in fen zones. It supports the hypothesis that flow reversals are related to areas of over-pressured flow beneath the peatland, forcing groundwater to flow upward from the aquifer through the peat (Baird et Gaffney, 1995 ; Siegel et Glaser, 2006). This contradicts results from different authors (Devito *et al.*, 1997 ; Waddington et Roulet, 1997 ; Fraser *et al.*, 2001) who noticed vertical flow reversals during persistent dry periods, and associated them to changes in precipitation and evapotranspiration. In this study, summer flow reversals were only observed at two LR1 stations (no.4 and 5) and could result from ephemeral local scale groundwater upward flow equilibrating with the peat surface water deficit (Reeve *et al.*, 2001b). It is likely that more flow reversals might have been identified if the water depth survey had been conducted with shorter intervals (Fraser *et al.*, 2001).

2.4.2 Aquifer-peatland's geochemistry

Illustrating the geochemistry of water with Piper diagrams highlights geochemical processes and mixing of different water types. In both regions, water from the underlying mineral deposits (UMD) is of type Ca-Mg-HCO₃, similarly to the deeper regional aquifer (RA) and to some stations from the shallow aquifer (SA), while peatland (P) water type is Ca-Mg-Cl. Those of the Abitibi region are spread between the precipitation average (PA), the RA and the SA end members, whereas peat water samples from the Becancour region are clustered around the PA and some SA endmembers (Figure 2.7). This confirms that aquifer-

peatland systems contain intermediate proportions of mixed waters from precipitation, from the shallow aquifer, and from the regional aquifer end-members. Peatland water is also characterized by HCO_3 concentrations below the detection limit, while the water from the underlying mineral deposits contrasts with greater HCO_3 concentrations. This illustrates the limited buffering capacity of peatland water (Bendell-Young et al., 1997), where organic and carbonic acids induce low pH which leads to low HCO_3 concentrations. Nevertheless, some peatland water samples are of Ca-Mg- HCO_3 type, particularly in the Abitibi region. Since the buffering capacity of HCO_3 on the acidity of peatland water essentially comes from groundwater, peatland water samples with Ca-Mg- HCO_3 water types would support the hypothesis of substantial groundwater inputs from the aquifer (Steinmann et al., 1997).

Although Ca-Mg absolute concentrations values are typically much higher in the underlying mineral deposits than in peatland water, their similar Ca-Mg relative content indicate a common source of water, affected by different dilution and dissolution processes. Diluted concentrations at 1-1.5 m depth within the peatland are associated to direct water input from precipitation percolation (Siegel et al., 1987 ; Reeve *et al.*, 1996). Peatland water is also characterized by low SO_4 and NO_3 concentrations, which emphasizes the anaerobic and reductive conditions of these environments (Auterives, 2006). Water types did not change significantly between the May and August campaigns, thus only spring results are illustrated in the Piper diagrams.

2.4.3 Characterisation of groundwater's geochemical signature

2.4.3.1 Principal component analysis (PCA)

A principal component analysis was conducted in order to identify the main control on peat water geochemistry variation. The table of loadings correlates the variables to each principal component (PC). Parameters with the highest loading for a same given PC (Table 2.2, in bold) are strongly correlated, but can also significantly correlate (positively or negatively) with more than one PC (Table 2.2, not in bold: loadings > 0.4). The most important variables are associated to PC1 which explains 40% (Abitibi) and 39 % (Becancour) of the variance.

In the two regions, the first four PCs respected the Kaiser criteria and accounted for 71% of the total variance. Based on those assumptions, four groups of parameters were identified and are slightly different for each region (see Table 2.2). In both cases, several terrestrial groundwater-sourced major elements (Ca, Mg, Sr, Ba, Fe, Mn, Si, Na) positively loaded on PC1. This indicates that water source is the primary factor responsible for the geochemical changes in these aquifer-peatland systems (Kerr *et al.*, 2008). If dissolution and dilution processes control the degree of water mineralisation, elevated concentrations of those elements in peatland water would portrait mixing with groundwater. Similar results have been reported in the literature using PCA analysis (Blancher et McNicol, 1987 ; Reeve *et al.*, 1996 ; Bendell-Young, 2003).

Principal components scores specify how strongly individual samples are related with each PC. This allows to pinpoint samples that have similar compositions and chemical mechanism controls, under the hypothesis that samples with similar scores might have common sources of water (Reid et Spencer, 2009).

In both regions and seasons, peatland water is clearly differentiated from water in the underlying mineral deposits by PC1 (see Figure 2.8). Nevertheless, several peatland water and underlying deposits water samples have comparable scores, emphasizing that aquifer-peatland systems interactions controls the observed concentrations. Note that samples are more dispersed on the PC2 axis in Becancour than in Abitibi. In Becancour, Si and Na (with Al) were more correlated to PC2, whereas in Abitibi, the correlation was stronger on PC1 for Si and Na. This probably characterizes regional geological disparities and dissolution rate differences of mafic and aluminosilicate materials, since Si is the product of the geochemical weathering of minerals (Shotyk, 1988 ; Bendell-Young, 2003). Chemical variation in the shallow aquifer water is more subject to PC2 controls, demonstrating the dilution effect of precipitation (when scores have negative values) and the dependency on water residence times (as scores values become increasingly more positive). The correlation between DOC and Al (PC3, in Abitibi only) underlines adsorption processes of metals mobilised by organic dissolved matter. SO_4 and NO_3 are indicators of the redox conditions, while K, Zn and Cl are linked to biological processes and percolation of meteoric waters in the peat (Auterives, 2006

; Kerr *et al.*, 2008). PCA demonstrated that peatland water concentrations measured in the underlying mineral deposits are very likely to be poorly affected by such mechanisms.

A strong exponential correlation was observed between PC1 and total dissolved solids (TDS) concentrations in all water categories, with exponential regression R^2 varying from 0.72 to 0.93 for the two regions and the three water sources. These results support that groundwater-sourced elements of PC1 constitute the major input of inorganic components in peatland water (Figure 2.9). TDS concentrations could then be used as an indicator of aquifer-peatland interactions. The use of TDS instead of discrete groundwater-sourced elements smoothes background noises created by individual variations of ionic concentrations, increases the contrast in end-members chemistry and lessens the effect of secondary chemical reactions, allowing a better view of the general geochemical patterns (Siegel, 1988b). The exponential evolution of TDS concentrations increases more abruptly starting from score values around 0. The peatland water correlation curve equation provides a TDS value of 14.8 mg/l when samples scores are equal to 0. This value is very close to the average TDS of 14.07 mg/l from all peat water samples. It is hypothesized that this pattern indicates a threshold for stronger groundwater inputs detection. TDS was also recommended by Adamus *et al.* (1991) as a geochemical tracer of wetlands recharge-discharge functions assessment.

2.4.3.2 Spatial evolution of TDS concentrations profiles

To simplify the spatial evolution patterns observed in peatland water chemistry, typical TDS distance profile behaviours were categorized in three classes, which either suggest: (a) lateral and/or vertical groundwater inflow at the peatland margin, (b) vertical groundwater flow from the underlying mineral deposits to the peatland at further distance from the margin, or (c) limited input of groundwater (see Figure 2.10 for typical profiles).

Spatial evolution of TDS concentrations reveals evidence that the groundwater influence is essentially restricted to the aquifer/peatland interface, as groundwater lateral inflow gets diluted with distance from the shallow aquifer (Figure 10a: LB2, SMB, SS, SN;

LR1, SSY, V2, V1-May only). In some cases, TDS concentrations increase from station no.1 (in the shallow aquifer) to station no.2 (in the peatland margin) before being weakened with distance, suggesting vertical groundwater flow from the underlying mineral deposits to the peatland. Peatland water TDS concentrations may also increase locally in bog areas. This was mostly found in the Becancour region (Figure 10b: MB, LR2, V1-May only). In other cases, peatland water TDS concentrations remain diluted across the whole profile (Figure 10c: LB1, LC, V1-August only). In any case, each time a significant TDS increase was observed, concentrations would get higher than the peat waters TDS average of 14 mg/l. Interestingly, TDS concentration ratios between the water from the underlying mineral deposit and the peatland water (UMD/P) tend to be smaller close to the shallow aquifer or where punctual TDS increases are found. Low ratios can indicate greater mixing potential and support the influence of aquifer-peatland exchanges.

TDS profiles that show strong mineral influence at the edge of the peatland (Figure 10a) are characterised by parallel (type I_1) or converging (type I_2) lateral flow connections, whereas those with punctual (Figure 10b) or weak mineral influence (Figure 10c) classified in I_2 or I_3 lateral flow connections type. Therefore, TDS concentrations can help differentiate aquifer-peatland systems with similar converging lateral head gradients but contrasted degree of exchanges. Besides, TDS profiles suggesting groundwater inputs frequently had elevated water table depths associated with discharge or negligible vertical head gradients, which further illustrates the effect of groundwater flow pressure from beneath.

Significant distance effect on TDS variation is an indication of horizontal flow contributions (Mouser *et al.*, 2005), and the absence of seasonal variation suggests that mixing is constant over space (Fraser *et al.*, 2001). Moreover, concentrations decrease with distance of class (a) TDS profiles suggests that the spatial extent of progressive dilution with precipitations water sources in peatland water could localize the reach, hence the magnitude, of lateral groundwater inflow. For instance, Bailey Boomer et Bedford (2008) associated spatial extent and intensity of redox and carbonate gradients to relative contributions from local and large-scale groundwater systems. Thus, peat water geochemical profiles reflect the level of mixing processes between percolated rain water and more or less deep groundwater inflow. However, bias of interpretations can be induced when shallow aquifer has diluted

freshly recharged waters that can be confused with surface runoff inputs. This underlines the importance of contrasted concentrations to establish reliable geochemical tracers of aquifer-peatland systems exchange processes (Siegel et Glaser, 2006).

Elevated TDS concentrations in peatland water do not strictly agree with upward head gradients (v_{up} average TDS = 16 mg/l), as they were also recorded in negligible (v_0 average TDS = 21 mg/l) and downward (v_{down} average TDS = 12 mg/l) vertical connection types (Figure 2.11). Samples with high TDS concentrations are mainly located in fen zones and are encountered even when vertical head gradients are downward. This indicates that lateral groundwater seepage is required to produce elevated TDS concentrations, notwithstanding the observed v_{down} head gradients type. Still, TDS concentration ratios between the underlying mineral water and the peatland water tend to become smaller when head gradients are upward (v_{up}).

Diluted concentrations in peatland water despite measured upward head gradients were observed at two LR1 stations (no.3 = 6 mg/l; no.5 = 5 mg/l), and can be explained by peat water outflow feedbacks from the raised bog with l_{conv} (Whitfield *et al.*, 2010). Indeed, TDS concentrations ratio is almost 1:1 at LR1-no.3, indicating that the peat water is completely well mixed with the underlying mineral water. At LR1-no.5, the ratio rises to 5:1, pointing that the upward head gradient did not translated through an increase in peat water TDS concentrations. It is possible that noticeable changes in peatland water chemistry may take over decadal time scale to be recorded, despite the observed v_{up} flow (Siegel *et al.*, 1995). This case demonstrates well how complex factors can interplay in the chemical signature of peatland water. Nevertheless, the majority of peatland water samples related to downward gradients have TDS concentrations lower than 14.07 mg/l (the average of peatland water samples). This average value falls to 11.05 mg/l if TDS concentrations of V2 rich fen stations are not accounted. Besides, small TDS ratios between deep and surface waters associated with low TDS concentrations in peat and downward hydraulic gradients are strong evidences of flow from the peatland to the underlying mineral deposits. Similarly, small TDS ratios related to high TDS concentrations in peatland water are strong evidences of groundwater inflow to the peatland. More frequent hydrogeological surveys and multiple depths instrumentation would be necessary for a more precise analysis of vertical patterns.

2.4.4 Diffusion modeling of Na concentrations

Comparison of peatland water concentrations to theoretical diffusion profiles of conservative elements provides a way to confirm the existence of advective solute transport processes (Siegel, 1988b ; Fraser *et al.*, 2001 ; Reddy *et al.*, 2008). Here, the vertical diffusion of Na is simulated (from the underlying mineral deposits towards the peat) at each piezometers nest through time, starting from when the organic deposits began accumulating. The differences between measured (Na_{mes}) and simulated (Na_{sim}) concentrations (ΔNa) are compared to TDS concentrations to verify if advection processes are needed to reproduce observed concentrations (figure 2.12). If Na_{mes} is higher than Na_{sim} (ΔNa positive), groundwater inflow contributes to increase Na concentrations. Inversely, a negative ΔNa implies that recharge water from the surface lowered the expected Na concentrations that would have resulted from the diffusion process only (Siegel et Glaser, 2006). Assuming constant hydroclimatic and peat growth conditions, time of diffusion is established with basal peat radiocarbon ages which range from 4 360 (SMB) to 8 610 (LC) ^{14}C years BP in Abitibi and from 7 090 and 10 260 ^{14}C years BP in Becancour (table 2.3). If the measured concentration in the underlying mineral deposit is presumed to have been at steady state over time and equivalent to C_0 , model uncertainties are limited despite the poorly contrasted Na concentrations ($< 2:1$) between the underlying mineral deposits (used as C_0 in equation 2) and the above peat water samples of a few stations. Indeed, low concentrations ratio are already indicators of well mixed waters between the peat and the underlying mineral deposits. A change of $\pm 50\%$ in the time of diffusion leads to a median offset of -0.02 and +0.01 respectively. Additionally, D^* modification of 10^{-1} and 10^{+1} orders only induced a median offset of -0.04 and +0.01 mg/l on Na_{sim} , respectively. Those offsets are considered insignificant since they are in the range of Na detection limit (0.02 mg/l). Diffusion simulation is more sensitive to D^* and time diminution, which leads Na_{sim} closer to theoretical diffusion ($\Delta Na \sim 0$), or to greater impact of downward advection transports that further dilute the peat water (ΔNa more negative). Nevertheless, it is unlikely that D^* in peat would be lower than $6.44 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2/\text{s}$.

Results show that the diffusion process alone cannot explain the Na concentrations of most samples in both regions. This implies that vertical water fluxes either upward from the underlying mineral deposits or downward from the surface, as well as the lateral groundwater inflow from the shallow aquifer, control the degree of mixing between the different sources of water (Drexler *et al.*, 1999). This interpretation agrees with the conclusions of McKenzie *et al.* (2002) transport modeling, who established the influence of dual porosity, methane degassing and permeable underlying sandy deposits in generating vertical water flow movement. Some authors also showed evidence of dispersion processes and the occurrence of a transition from diffusion to advection through time (Reeve *et al.*, 2001a ; McKenzie *et al.*, 2002). Still, most TDS concentrations strongly corroborate with the diffusion modeling, with higher than average values corresponding to lateral and/or upward groundwater discharge (particularly in fen waters and l_{par} hydraulic connection type), and lower values consistent with downward recharge by peat water flow (particularly in bog waters and l_{conv} hydraulic connection type). Diffusion modeling also supports the interpretation of the three typical spatial evolution of TDS concentrations identified in peat waters. This further confirms that TDS concentrations provide an efficient tool for hydrogeological functions assessment in such southern Quebec peatlands context.

2.5 Conclusion

This work shows that the geochemistry of peatland water relies mostly on exchanges with the shallow aquifer and on mixing processes that are most likely to occur in fen zones. Despite the distinct geological and climatic context of the Abitibi and Becancour regions, geochemical data showed similar ranges of solute concentrations in most of the studied sites. Spatial patterns of heads are representative of the hydrogeomorphological context of slope peatlands in Abitibi and of depression peatlands in Becancour. Three types of lateral flow connections were identified: l_{par} with parallel groundwater inflow and peatland flow through the organic deposits, l_{conv} with converging lateral flow connections between the shallow aquifer and the peatland, and l_{div} with diverging flow from the peatland seeping through the

shallow aquifer. Esker slope peatlands in Abitibi are predominantly I_{par} type while depression peatlands in Becancour are mostly I_{conv} type. Vertical hydraulic gradients are also categorized in three types: v_{down} with a downward head gradient, v_{up} with an upward head gradient from the underlying mineral deposits to the peat, and v_0 with a negligible head gradient. Although downward head gradients dominate on most transects for the two regions, results also suggest the occasional occurrence of vertical flow from the underlying mineral deposits to the peatland (v_{up}) and confirm the influence of water pressure within the underlying deposits. Downward hydraulic gradients between the peat and the underlying mineral deposits suggest the presence of predominantly downward vertical flow. This vertical connectivity tends to decrease as the distance from the peatland margin increases. Peatlands in both regions have good lateral and vertical connection with the shallow aquifer. However, these connections present various and complex flow pathways.

Principal component analysis identified and confirmed that groundwater-sourced elements have a major control on peatland water chemistry at depth. TDS profiles suggested three types of groundwater influence: laterally and/or vertically at the peatlands margin, localised vertical upward inputs under bog zones, and insignificant mineral effect. Theoretical diffusion demonstrated that advective solute transports is needed to reproduce the measured concentrations, either through lateral or vertical upward groundwater inflow, or through peatland water downward flow.

The investigation of the spatial patterns of TDS concentrations, especially within the first hundred meters from the shallow aquifer, offers reliable indicators of aquifer-peatland exchanges. This simple TDS characterisation is a tool that could be used in any peatland with similar slope or depression context, and underlined with sandy deposits. Indeed, TDS concentrations proved to be an effective tracer of groundwater influence at thresholds above 14 mg/l. The absence of significant seasonal effect on geochemical variation also suggests that solute profiles integrate long-term hydrodynamic trends. This supports that southern Quebec peatlands are mainly long-term water storage systems that slowly contribute to aquifers recharge, and that groundwater lateral inflow and/or vertical discharge are key factors in peatlands wetness sustainability.

This approach requires fieldwork and geochemical analysis of instrumented profiles, which may represent significant costs for managers with limited resources. In addition, the method cannot quantify the volume of water involved in aquifer-peatland exchanges. Peatlands water pressure distribution and flow field are very variable through time and space scale and this makes it difficult to quantify water exchanges with traditional hydrogeological methods meant for homogenous porous media. Yet, knowledge of the volumes involved is essential to the sustainable management of groundwater resources that do not significantly affect the hydrological and ecosystemic role of peatlands.

This study draws its originality in the fact that the chemistry of aquifer-peatland interactions has never been the subject of specific works in Quebec. Twelve studied profiles show several topographical, geological and climatic conditions, thus providing an important scientific contribution in hydrogeology and ecohydrology in order to understand the favourable settings for aquifer-peatland exchanges. Indeed, the regional comparison of aquifer-peatland flow dynamics and geochemistry performed in this study provides an entirely new set of referenced data and environmental tracers for the assessment of wetlands recharge-discharge functions in southern Quebec. Additionally, these data provide means to go beyond the traditional classification of peatland types. The integration of flow dynamics and geochemistry allowed highlighting three types of aquifer-peatland systems conceptual models, as well as geochemical indicators for exchange processes identification. It is reasonable to assume that other peatlands in similar geomorphological and climate settings would present a similar connectivity with the surrounding shallow aquifer. The methods used here provide indications of possible water exchanges. Complementary work is under way on the 12 studied transects to confirm the results presented here with vegetation population analysis and flow modelling. Still, this approach requires to be validated on other similar sites. Future works should investigate the coupling of physical flow model with a geochemical transport model in order to define the flow rates that characterize the interactions in aquifer-peatland systems. Given the increased interest in groundwater resources and the potential natural role of wetlands in maintaining their quality and quantity,

the proposed indicators in this paper are the premises to the development of assessment tools of the hydrogeological functions of peatlands in southern Québec.

2.6 Acknowledgements

This research was supported by the Fonds de recherche du Québec - Nature et technologies (FRQNT). The authors acknowledge the participation of the Quebec Ministry of environment for providing access to the Villeroy peatland and that of private owners who allowed access to their property.

2.7 References

- Adamus, P. R., L. T. Stockwell, E. J. Clairain, Jr., M. E. Morrow et L. P. Rozas. 1991. *Wetlands Evaluation Technique (WET). Volume 1: Literature Review and Evaluation Rationale*. Wetland Research Program, Technical Report WRP-DE-2, Waterways Experiment Station. US Army Corps of Engineers, 297 p.
- Appelo, C. A. J., et D. Postma. 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd Edition. Florida, USA, 668 p.
- Auterives, C. 2006. «Influence des flux d'eau souterraine entre une zone humide superficielle et un aquifère profond sur le fonctionnement hydrochimique des tourbières: Exemple des marais du Cotentin, Basse-Normandie». Sciences de la Terre, Université de Rennes 1, 271 p.
- Avard, K., M. Larocque et S. Pellerin. 2013. «Perturbations des tourbières de la région de Bécancour, Centre-du-Québec, entre 1966 et 2010». *Le Naturaliste Canadien*, vol. 137, no 1, p. 8-15.
- Bailey Boomer, K. M. , et B. L. Bedford. 2008. «Influence of nested groundwater systems on reduction-oxidation and alkalinity gradients with implications for plant nutrient

availability in four New York fens». *Journal of Hydrology*, vol. 351, no 1-2, p. 107-125.

Baird, A. J., et S. W. Gaffney. 1995. «A partial explanation of the dependency of hydraulic conductivity on positive pore water pressure in peat soils». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 20, no 6, p. 561-566.

Bendell-Young, L. 2003. «Peatland Interstitial Water Chemistry in Relation to that of Surface Pools along a Peatland Mineral Gradient». *Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 143, no 1, p. 363-375.

Bendell-Young, L., et F. Pick. 1997. «Base cation composition of pore water, peat and pool water of fifteen Ontario peatlands: Implications for peatland acidification». *Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 96, no 1, p. 155-173.

Blancher, P. J., et Donald K. McNicol. 1987. «Peatland water chemistry in Central Ontario in relation to acid deposition». *Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 35, no 3, p. 217-232.

Bleuten, W., W. Borren, P. H. Glaser, T. Tsuchihara, E. D. Lapshina, M. Mäkilä, D. I. Siegel, H. Joosten et M. J. Wassen. 2006. «Hydrological Processes, Nutrient Flows and Patterns of Fens and Bogs». In *Wetlands and natural resource management*, chap.9. Ecological Studies. Ed: J. T. A. Verhoeven, Springer Berlin Heidelberg, Germany, 183-204 p.

Bourbonnière, R. A. 2009. «Review of water chemistry research in natural and disturbed peatlands». *Canadian Water Resources Journal*, vol. 34, no 4, p. 393-414.

Bragazza, L., et R. Gerdol. 2002. «Are nutrient availability and acidity-alkalinity gradients related in Sphagnum-dominated peatlands?». *Journal of Vegetation Science*, vol. 13, no 4, p. 473-482.

Branfireun, B. A., et N. T. Roulet. 1998. «The baseflow and storm flow hydrology of a precambrian shield headwater peatland». *Hydrological Processes*, vol. 12, no 1, p. 57-72.

Bullock, A., et M. Acreman. 2003. «The role of wetlands in the hydrological cycle». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 7, no 3, p. 358-389.

- Cloutier, V., R. Lefebvre, R. Therrien et M. M. Savard. 2008. «Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system». *Journal of Hydrology*, vol. 353, no 3-4, p. 294-313.
- Cohen, M. J., et M. T. Brown. 2007. «A model examining hierarchical wetland networks for watershed stormwater management». *Ecological Modelling*, vol. 201, no 2, p. 179-193.
- Cole, C. A., R. P. Brooks et D. H. Wardrop. 1997. «Wetland hydrology as a function of hydrogeomorphic (HGM) subclass». *Wetlands*, vol. 17, no 4, p. 456-467.
- Crank, J. 1975. *The mathematics of diffusion* Second. Clarendon Press, Oxford 414 p.
- Daigle, J. Y., et H. Gautreau-Daigle. 2001. *Canadian Peat Harvesting and the Environment. Sustaining wetlands*, Issues Paper no. 2001-1, North American Wetlands Conservation Council Committee, Ottawa, Ontario, Canada. 45 p.
- Devito, K. J., A. R. Hill et N. Roulet. 1996. «Groundwater-surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield». *Journal of Hydrology*, vol. 181, no 1-4, p. 127-147.
- Devito, K. J., J. M. Waddington et B. A. Branfireun. 1997. «Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems». *Hydrological Processes*, vol. 11, no 1, p. 103-110.
- Drexler, J. Z., B. L. Bedford, R. Scognamiglio et D. I. Siegel. 1999. «Fine-scale characteristics of groundwater flow in a peatland». *Hydrological Processes*, vol. 13, no 9, p. 1341-1359.
- Ducks Unlimited Canada (2006). Conservation plan for wetlands and their adjacent uplands in the administrative region of Centre-du-Québec. Quebec 55 p.
- (2009). Conservation plan for wetlands and their adjacent uplands in the administrative region of Abitibi-Témiscamingue. Quebec 76 p.

- Emili, L. A., J. S. Price et D. F. Fitzgerald. 2006. «Hydrogeological influences on forest community type along forest-peatland complexes in coastal British Columbia». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 36, no 8, p. 2024-2037.
- Environment Canada. 2012. National Climate Data and Information Archive. Accessed in February 2012. Online: http://www.climat.meteo.gc.ca/climateData/canada_f.html
- Esbensen, K., D. Guyot et F. Westad. 2004. *Multivariate data analysis - In practice : An introduction to multivariate data analysis and experimental design*, 5th. CAMO Esbjerg, Denmark, 598 p.
- Ferone, J. M., et K. J. Devito. 2004. «Shallow groundwater-surface water interactions in pond-peatland complexes along a Boreal Plains topographic gradient». *Journal of Hydrology*, vol. 292, no 1-4, p. 75-95.
- Fraser, C. J. D., N. T. Roulet et M. Lafleur. 2001. «Groundwater flow patterns in a large peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 246, no 1-4, p. 142-154.
- Godbout, P-M., M. Lamothe, V. Horoi et O. Caron. 2011. *Synthèse stratigraphique, cartographie des dépôts quaternaires et modèle hydrostratigraphique régional, secteur de Bécancour, Québec* Montréal, Québec. 37 p.
- Howie, S., et I. Meerveld. 2011. «The Essential Role of the Lagg in Raised Bog Function and Restoration: A Review». *Wetlands*, vol. 31, no 3, p. 613-622.
- Hunt, R. J., J. Walker et D. P. Krabbenhoft. 1999. «Characterizing hydrology and the importance of ground-water discharge in natural and constructed wetlands». *Wetlands*, vol. 19, no 2, p. 458-472.
- Kehew, A. E., R. N. Passero, R. V. Krishnamurthya, C. K. Lovett, M. A. Bettsc et B. A. Dayharsh. 1998. «Hydrogeochemical Interaction Between a Wetland and an Unconfined Glacial Drift Aquifer Southwestern Michigan». *Ground Water*, vol. 36, no 5, p. 849-856.
- Kerr, S. C., M. M. Shafer, J. Overdier et D. E. Armstrong. 2008. «Hydrologic and biogeochemical controls on trace element export from northern Wisconsin wetlands». *Biogeochemistry*, vol. 89, no 3, p. 273-294.

- Kjellin, J., A. Wörman, H. Johansson et A. Lindahl. 2007. «Controlling factors for water residence time and flow patterns in Ekeby treatment wetland, Sweden». *Advances in Water Resources*, vol. 30, no 4, p. 838-850.
- Kurtz, A. M., J. M. Bahr, Q. J. Carpenter et R. J. Hunt. 2007. «The importance of subsurface geology for water source and vegetation communities in Cherokee Marsh, Wisconsin». *Wetlands*, vol. 27, no 1, p. 189-202.
- McKenzie, Jeffrey M., Donald I. Siegel, Donald O. Rosenberry, Paul H. Glaser et Clifford I. Voss. 2007. «Heat transport in the Red Lake Bog, Glacial Lake Agassiz Peatlands». *Hydrological Processes*, vol. 21, no 3, p. 369-378.
- McKenzie, Jeffrey M., Donald I. Siegel, William Shotyk, Philipp Steinmann et Gabriele Pfunder. 2002. «Heuristic numerical and analytical models of the hydrologic controls over vertical solute transport in a domed peat bog, Jura Mountains, Switzerland». *Hydrological Processes*, vol. 16, no 5, p. 1047-1064.
- Mouser, P. J., W. C. Hession, D. M. Rizzo et N. J. Gotelli. 2005. «Hydrology and Geostatistics of a Vermont, USA Kettlehole Peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 301, no 1-4, p. 250-266.
- Nadeau, S. 2011. «Estimation de la ressource granulaire et du potentiel aquifère des eskers de l'Abitibi-Témiscamingue et du sud de la Baie-James (Québec) [ressource électronique]». Montréal, Géographie, Université du Québec à Montréal, 161 p.
- Novitzki, R.P. 1982. *Hydrology of Wisconsin wetlands*. U.S. Geological Survey, Information Circular 40, University of Wisconsin-Extension & Geological and Natural History Survey, Wisconsin, US. 29 p.
- Ours, D. P., D. I. Siegel et P. H. Glaser. 1997. «Chemical dilation and the dual porosity of humified bog peat». *Journal of Hydrology*, vol. 196, no 1-4, p. 348-360.
- Payette, S., et L. Rochefort. 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Les Presses de l'Université Laval, Ste-Foy, Québec, 621 p.
- Reddy, M. M., M. B. Reddy, K. L. Kipp, A. Burman, P. Schuster et P. S. Rawlik Jr. 2008. «Peat porewater chloride concentration profiles in the Everglades during wet/dry

cycles from January 1996 to June 1998: field measurements and theoretical analysis». *Hydrological Processes*, vol. 22, no 11, p. 1713-1724.

Reeve, A. S., D. I. Siegel et P. H. Glaser. 1996. «Geochemical controls on peatland pore water from the Hudson Bay Lowland: a multivariate statistical approach». *Journal of Hydrology*, vol. 181, no 1-4, p. 285-304.

-----, 2000. «Simulating vertical flow in large peatlands». *Journal of Hydrology*, vol. 227, no 1-4, p. 207-217.

-----, 2001a. «Simulating dispersive mixing in large peatlands». *Journal of Hydrology*, vol. 242, no 1-2, p. 103-114.

Reeve, A. S., J. Warzocha, P. H. Glaser et D. I. Siegel. 2001b. «Regional ground-water flow modeling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota». *Journal of Hydrology*, vol. 243, no 1-2, p. 91-100.

Reid, M. K., et K. L. Spencer. 2009. «Use of principal components analysis (PCA) on estuarine sediment datasets: the effect of data pre-treatment». *Environ Pollut*, vol. 157, no 8-9, p. 2275-2281.

Riverin, M-N. 2006. «Caractérisation et modélisation de la dynamique d'écoulement dans le système aquifère de l'esker Saint-Mathieu / Berry, Abitibi, Québec». Québec (Québec), Sciences de la Terre, INRS-ETE, 181 p.

Rossi, P. M., P. Ala-aho, A-K. Ronkanen et B. Kløve. 2012. «Groundwater-surface water interaction between an esker aquifer and a drained fen». *Journal of Hydrology*, vol. 432-433, no 0, p. 52-60.

SAS Institute Inc. (2007). JMP User Guide, Release 7. Cary, NC, USA.

Shotyk, W. 1988. «Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters». *Earth-Science Reviews*, vol. 25, no 2, p. 95-176.

Siegel, D. I. 1988a. «The recharge-discharge function of wetlands near Juneau, Alaska: Part I. Hydrogeological investigations». *Ground Water*, vol. 26, no 4, p. 427-434.

- , 1988b. «The recharge-discharge function of wetlands near Juneau, Alaska: Part II. Geochemical investigations». *Ground Water*, vol. 26, no 5, p. 580-586.
- Siegel, D. I., et P. H. Glaser. 1987. «Groundwater Flow in a Bog-Fen Complex, Lost River Peatland, Northern Minnesota». *Journal of Ecology*, vol. 75, no 3, p. 743-754.
- , 2006. «The hydrology of peatlands». In *Boreal peatland ecosystems*, chap.13. Ecological Studies. Ed: R. K. Wieder et D. H. Vitt, Springer Berlin Heidelberg, 289-311 p.
- Siegel, D. I., A. S. Reeve, P. H. Glaser et E. A. Romanowicz. 1995. «Climate-driven flushing of pore water in peatlands». *Nature*, vol. 374, no 6522, p. 531-533.
- Steinmann, P., et W. Shotyk. 1997. «Chemical composition, pH, and redox state of sulfur and iron in complete vertical porewater profiles from two Sphagnum peat bogs, Jura Mountains, Switzerland». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 61, no 6, p. 1143-1163.
- Todd, A. K., J. M. Buttle et C. H. Taylor. 2006. «Hydrologic dynamics and linkages in a wetland-dominated basin». *Journal of Hydrology*, vol. 319, no 1-4, p. 15-35.
- Todorova, S. G., D. I. Siegel et A. M. Costello. 2005. «Microbial Fe(III) reduction in a minerotrophic wetland – geochemical controls and involvement in organic matter decomposition». *Applied Geochemistry*, vol. 20, no 6, p. 1120-1130.
- Veillette, J., A. Maqsoud, H. de Corta et D. Bois. 2004. *GéoQuébec2004: Hydrogéologie des eskers de la MRC d'Abitibi, Québec*, Québec,
- Waddington, J. M., et N. T. Roulet. 1997. «Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 191, no 1-4, p. 122-138.
- Whitfield, C. J., J. Aherne, J. J. Gibson, T. A. Seabert et S. A. Watmough. 2010. «The controls on boreal peatland surface water chemistry in Northern Alberta, Canada». *Hydrological Processes*, vol. 24, no 15, p. 2143-2155.

Whittington, P. N., et J. S. Price. 2006. «The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada». *Hydrological Processes*, vol. 20, no 17, p. 3589-3600.

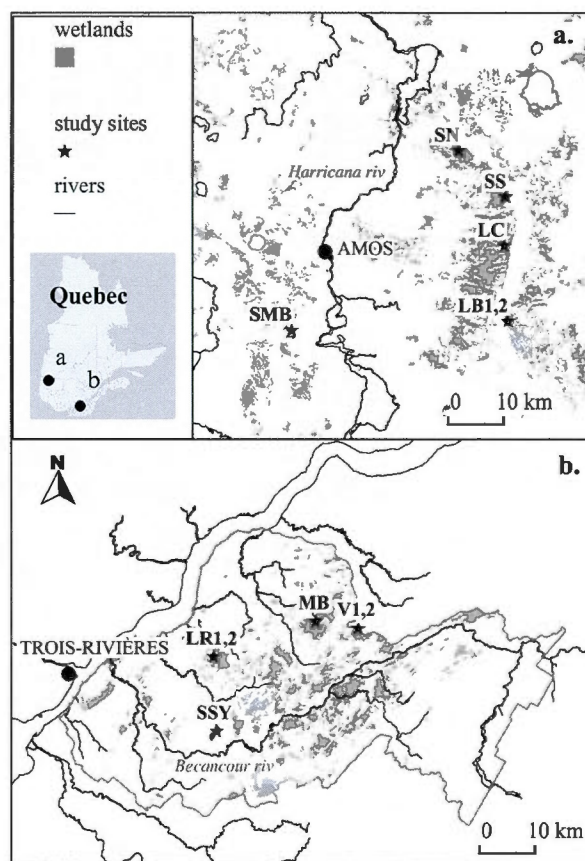


Figure 2.1 Localization of study sites a) Abitibi, b) Becancour

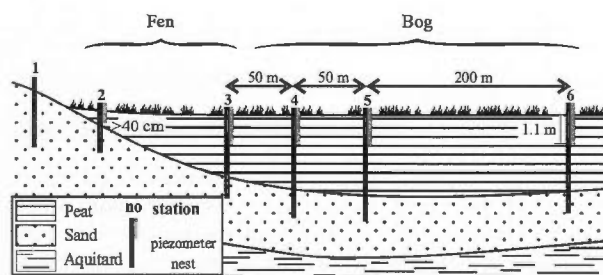


Figure 2.2 Instrumentation of the aquifer-peatland transects

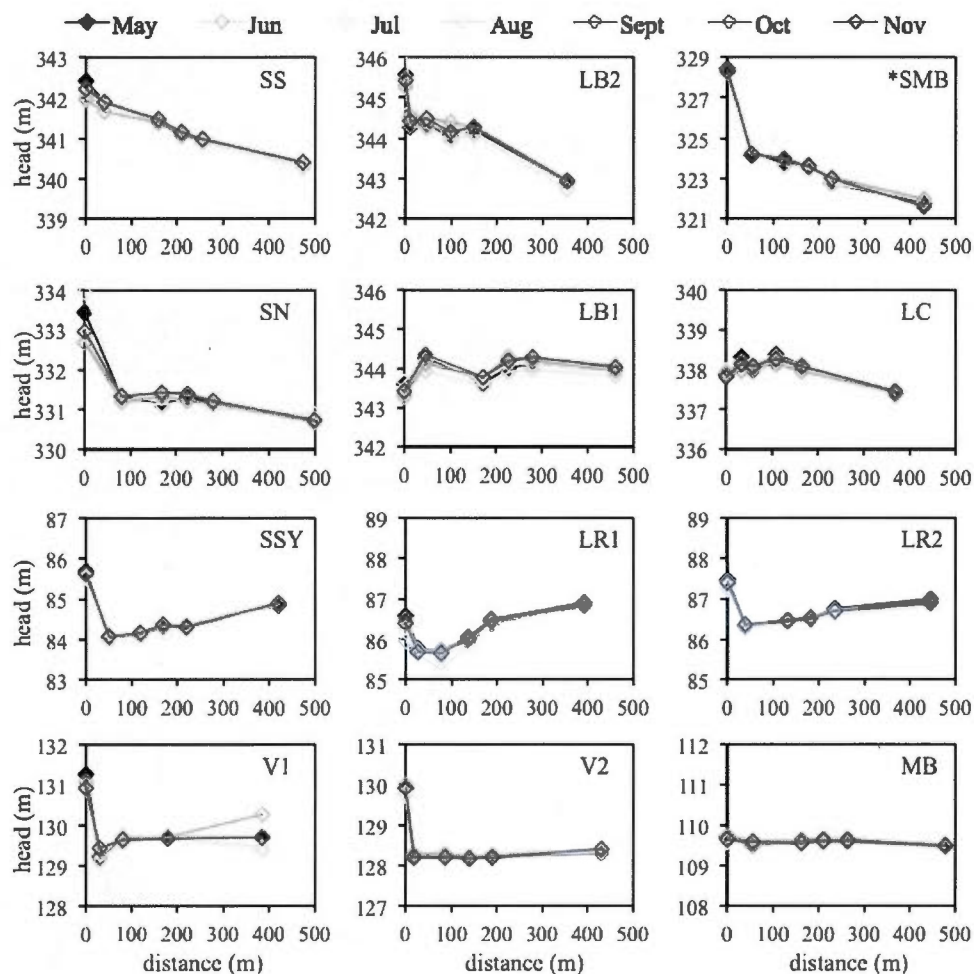


Figure 2.3 Piezometric heads in the shallow aquifer and in the peatland piezometers between May and November 2011 for the twelve transects. Note the different y-scale for the SMB site. The origin corresponds to the piezometer in the shallow aquifer.

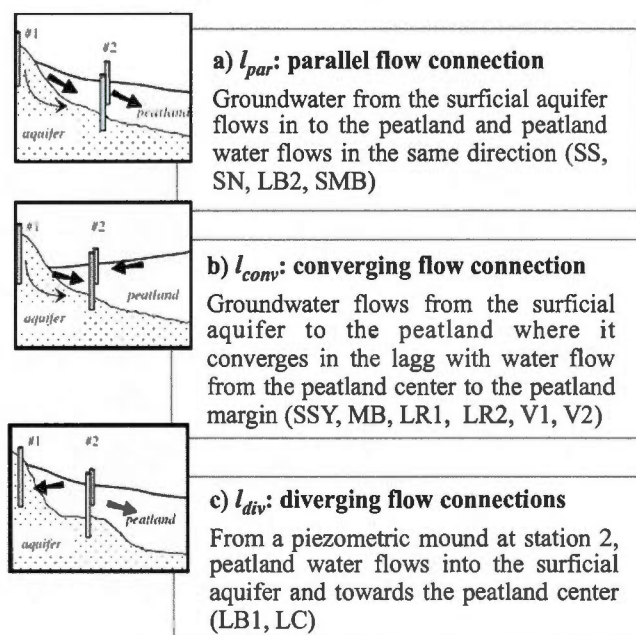


Figure 2.4 Typical lateral flow connections a) l_{par} b) l_{conv} and c) l_{div}

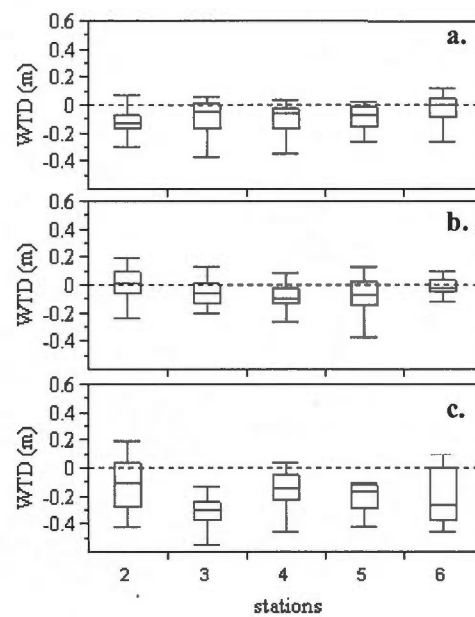


Figure 2.5 Water table depth (WTD) variation for each station, from May to November 2011, by lateral connection type : a) l_{par} b) l_{conv} and c) l_{div} . Dashed line shows peat surface level

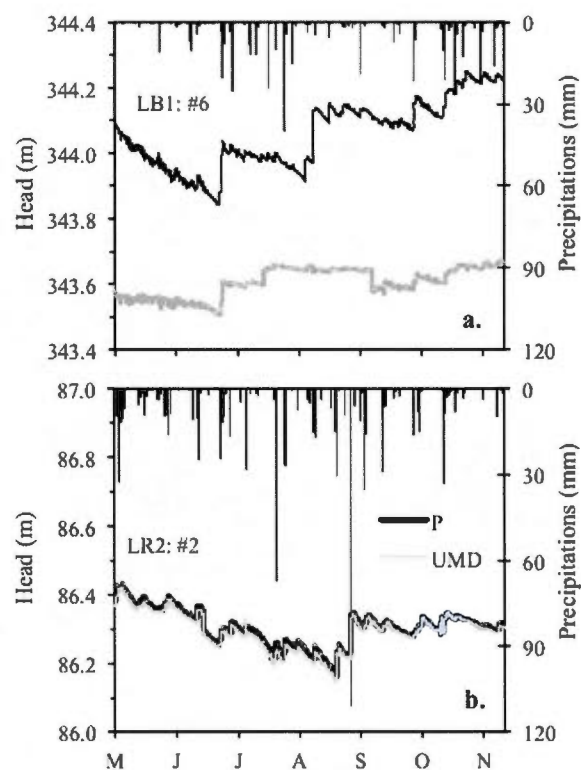


Figure 2.6 Typical vertical flow connections based on hourly head measurements in the peatland (P) and in the underlying mineral deposits (UMD), a) Abitibi (station no.6 LB1) and b) Becancour (station no.2 LR2)

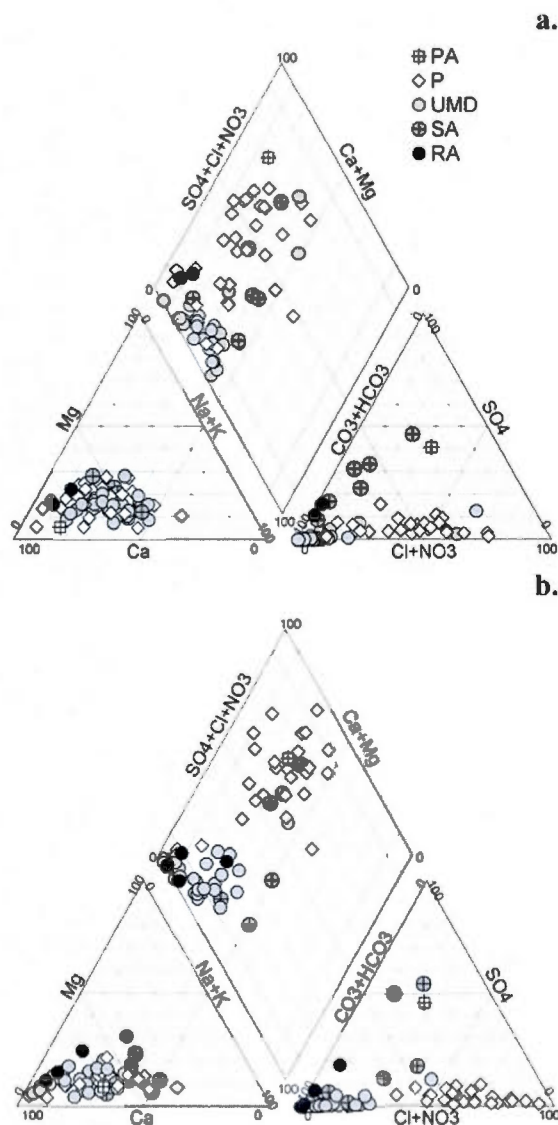


Figure 2.7 Precipitation average (PA), peatland (P), underlying mineral deposits (UMD), shallow aquifer (SA) and regional aquifer (RA) samples water types, May 2011.

a) Abitibi and b) Becancour

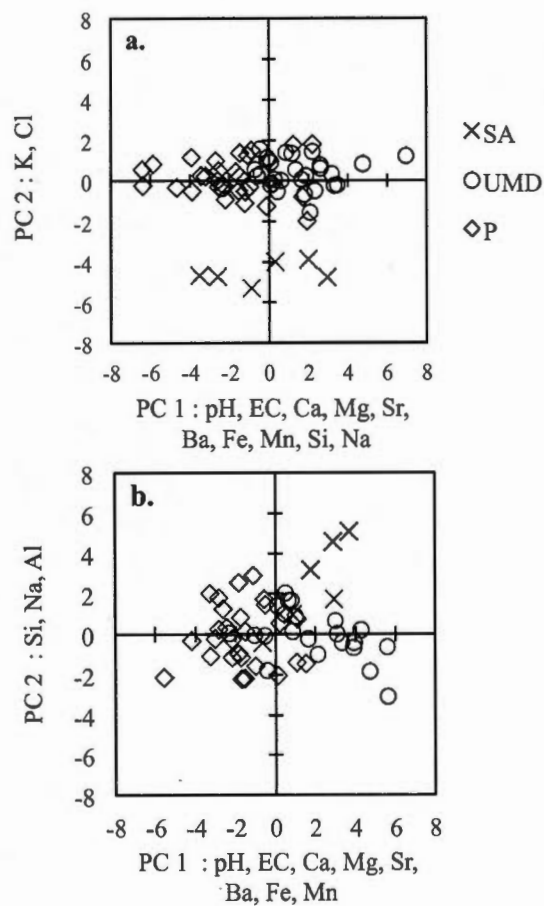


Figure 2.8 PCA scores sorted by water source : shallow aquifer (SA), underlying mineral deposits (UMD) and peatland (P) water samples, and sampling campaign, May 2011. a) Abitibi and b) Becancour

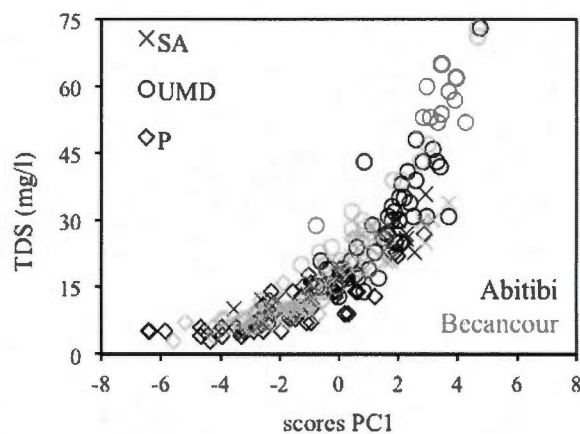


Figure 2.9 Comparison of PC1 scores with TDS concentrations by water source : shallow aquifer (SA), underlying mineral deposits (UMD) and peatland (P) water samples, and by region. For the Abitibi transects, $R^2(\text{SA})=0.93$, $R^2(\text{UMD})=0.88$ and $R^2(\text{P})=0.72$. For the Becancour transects: $R^2(\text{SA})=0.73$, $R^2(\text{UMD})=0.92$ and $R^2(\text{P})= 0.80$

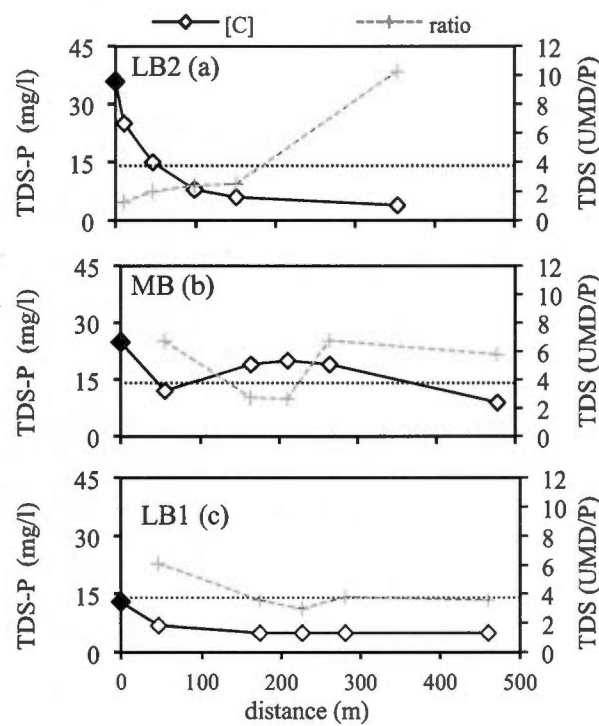


Figure 2.10 Typical spatial evolution of TDS in peat waters, May 2011, suggesting (a) lateral and/or vertical groundwater inflow, (b) groundwater upward flow and (c) negligible flow from the aquifer. Points at distance 0 m represent TDS concentrations in the shallow aquifer. The dashed line is the TDS ratio between the mineral and the peat water. The dotted line is the TDS average concentration of all peatland water samples

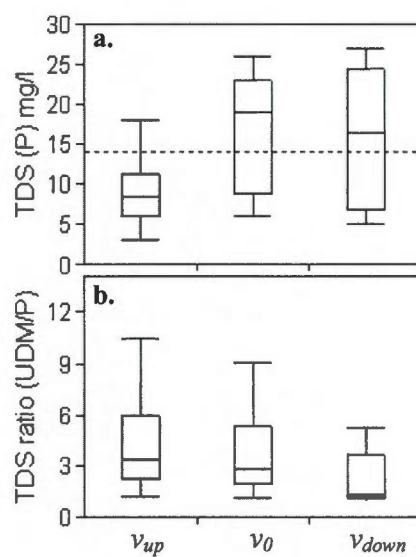


Figure 2.11 TDS concentrations boxplots, May 2011, as a function of vertical connection type a) in the peatland water (P) and b) as a TDS ratio between the underlying mineral deposits and the peatland waters (UMD/P). The dashed line is the TDS average concentration of all peatland water samples

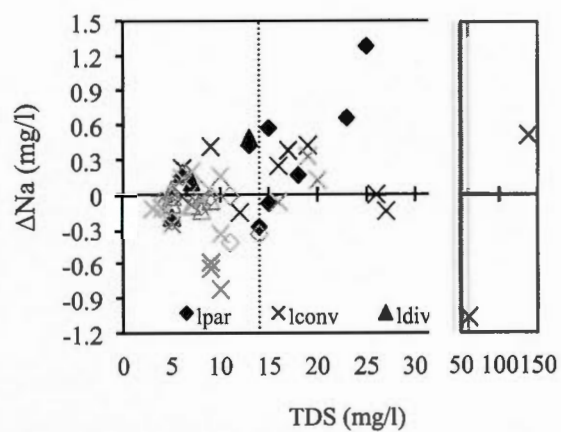


Figure 2.12 Differences between measured and simulated Na concentrations (ΔNa) in fen (in black) and bog (in gray) waters as a function of TDS concentrations, by lateral connection type, May 2011. The dashed line is the TDS average concentration of all peatland water samples

**Table 2.1 Percentage of occurrence of the three vertical head gradients from May
to November 2011 (n = 59)**

Sites	VC1 (%)	VC2 (%)	VC3 (%)
LB1	100	--	--
LB2	82	18	--
LC	88	--	12
SMB	43	50	7
SN	97	--	3
SS	86	--	14
LR1	47	35	18
LR2	83	3	14
MB	76	--	24
SSY	87	--	13
V1	96	4	--
V2	49	--	51

Table 2.2 PCA loadings and explained variance for each region

	ABITIBI (<i>n</i> =122)				BECANCOUR (<i>n</i> =110)			
	PC1 (40%)	PC2 (14%)	PC3 (9%)	PC4 (8%)	PC1 (39%)	PC2 (13%)	PC3 (10%)	PC4 (9%)
pH	0.71				0.58	0.49	0.43	
EC	0.51			-0.48	0.80			
DOC			0.80				-0.64	
Al			0.70			0.89		
Ba	0.67				0.67		0.40	
Ca	0.90				0.89			
Fe	0.64		0.54		0.70	0.42		
K		0.83						0.69
Mg	0.87				0.86			
Mn	0.77				0.56	0.44	0.52	
Na	0.62	0.59				0.66		
Si	0.74					0.65		
Sr	0.90				0.89			
Zn				-0.67				0.77
Cl		0.83					0.53	0.68
SO ₄		0.45		0.56			0.80	
NO ₃				0.64			0.65	

Table 2.3 Basal peat radiocarbon ages and sampling depths

Sites	¹⁴ C age (y-BP)	Sampling depth (m)
LB	5 620	4.29
LC	8 610	2.63
SMB	4 360	1.69
SN	n.d.	n.d.
SS	7 090	4.50
LR	9 510	2.60
MB	9 620	3.60
SSY	10 260	6.40
V	10 220	3.70

CHAPITRE III

CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce travail démontre que la géochimie de l'eau des tourbières dans la partie centrale de la Zone de gestion intégrée des ressources en eau Bécancour (Centre-du-Québec) et dans la région d'Amos (Abitibi) est influencée par des échanges avec l'aquifère de surface limitrophe et les dépôts sableux sous-jacents. Malgré les contextes géologiques et climatiques distincts des régions de l'Abitibi et de Bécancour, les données géochimiques montrent des valeurs similaires de concentrations en éléments dissous pour la majorité des sites étudiés. Les directions d'écoulement, les profondeurs de nappe et les gradients de charges mesurés sont contrôlés par le contexte hydrogéomorphologique distinct des tourbières de pente et de dépression (en Abitibi et Bécancour, respectivement), et tous les sites indiquent une bonne connexion hydrogéologique avec l'aquifère en bordure.

L'étude hydrodynamique des douze profils instrumentés de piézomètres a permis d'identifier trois types de connexions de flux latéraux : l_{par} avec un apport d'eau souterraine de l'aquifère de surface limitrophe s'écoulant parallèlement à travers la tourbière, l_{conv} avec des flux convergents entre l'aquifère de surface et la tourbière, et l_{div} avec un écoulement divergent vers l'aquifère de surface limitrophe d'un côté et vers le centre de la tourbière de l'autre. Les tourbières de pente associées aux eskers de l'Abitibi sont majoritairement de type l_{par} tandis que les tourbières de dépression de Bécancour sont majoritairement de type l_{conv} . Les premières sont caractérisées par un gradient topographique descendant qui amène les eaux souterraines à circuler à travers la tourbe vers l'aval. Certaines présentent toutefois un plat topographique dans la stratigraphie du minéral sous-jacent situé en bordure des dépôts organiques, ce qui semble avoir une influence déterminante dans l'inversion des gradients de charges, et donc dans l'infiltration latérale de l'eau de la tourbière à travers l'aquifère. Dans

les tourbières de dépression, les échanges aquifère-tourbière sont contrôlés par la convergence des écoulements depuis le dôme piézométrique du bog d'une part, et depuis l'aquifère en bordure d'autre part, créant ainsi un lagg submergé dans la zone de fen. L'installation de grappes de piézomètres a permis de calculer des gradients hydrauliques verticaux qui sont classés en trois types: v_{down} avec un gradient vertical vers le bas entre la tourbe et le minéral sous-jacent des systèmes aquifère-tourbière, v_{up} avec un gradient vertical vers le haut entre le minéral sous-jacent des systèmes aquifère-tourbière et la tourbe, et v_0 avec un gradient vertical négligeable. Les gradients verticaux vers le bas dominent sur la majorité des profils. Dans ces contextes, les fonctions de recharge des tourbières sont susceptibles de jouer un rôle important dans l'approvisionnement à long terme des eaux souterraines, particulièrement lorsque l'aquifère adjacent est soumis à des pressions de sécheresse ou de sur-utilisation. Bien que les résultats montrent une bonne connexion latérale et verticale entre la tourbe et l'aquifère de surface dans les deux régions, les patrons d'écoulement restent très variables et complexes.

L'analyse en composantes principales indique clairement l'influence du signal géochimique de l'eau souterraine des aquifères sur la variation géochimique de l'eau des tourbières. Les résultats de l'analyse en composantes principales appuient aussi l'utilisation des concentrations en matières dissoutes totales (MDT) comme outil traceur des interactions aquifère-tourbière. Les profils géochimiques observés en MDT dépendent plus de la distance à l'aquifère en bordure que des variations saisonnières, et leurs variations spatiales mettent en évidence trois cas types associés à l'influence (ou non) de flux d'eau souterraine : (a) celui des apports latéraux et/ou verticaux en périphérie de la tourbière, à l'interface avec l'aquifère en bordure, (b) celui des apports verticaux depuis le minéral sous-jacent vers la surface du bog, et (c) celui qui montre peu ou pas d'influences de flux d'eau souterraine. Ces différents patrons permettent ainsi d'évaluer la nature des interactions avec l'aquifère de surface et d'en délimiter l'étendue. L'utilisation d'un modèle de diffusion atteste qu'un transport par advection est nécessaire pour reproduire la plupart des concentrations en Na mesurées. Finalement, l'absence d'effet saisonnier significatif sur les variations géochimiques soutient l'hypothèse que les profils de concentrations intègrent les tendances hydrodynamiques à long terme. L'évolution graduelle des profils géochimiques reflète donc les transports et mélanges

des solutés cumulés sur de longues périodes, l'eau des tourbières étant renouvelée en l'espace de quelques décennies (Siegel *et al.*, 1995).

La répartition spatiale des concentrations de MDT dans les profils constitue ainsi un bon indicateur des échanges aquifères-tourbières. En effet, les concentrations de MDT se sont révélées être un traceur efficace de l'influence des eaux souterraines à des seuils au-dessus de 14 mg/l. Étant un paramètre facile à mesurer, la MDT est un outil qui pourrait être utilisé dans des tourbières de contextes similaires (pente et dépression) en lien avec des aquifères granulaires, et ce dans les cent premiers mètres de distance à l'aquifère de surface. Cette approche demande toutefois d'être validée sur d'autres sites comparables, où l'investigation de la MDT pourrait se limiter aux cent premiers mètres de distance à l'aquifère de surface. Un minimum d'instrumentation et d'analyses de la géochimie inorganique de l'eau de la tourbe est également requis, ce qui peut représenter des coûts importants pour les gestionnaires aux ressources limitées. De plus, elle ne permet pas de quantifier les volumes d'eau impliqués dans les échanges aquifère-tourbière. Or, la connaissance des volumes impliqués est essentielle à une gestion durable des ressources en eau souterraine qui n'affecte pas significativement la dynamique hydrologique et le rôle écosystémique des tourbières. Des travaux complémentaires sont en cours sur les 12 transects étudiés pour confirmer les résultats présentés ici avec l'analyse des populations végétales et la modélisation des flux impliqués. Il serait d'ailleurs particulièrement intéressant, dans une prochaine étape, de coupler le modèle physique d'écoulement avec un modèle de transport géochimique afin de définir les vitesses d'écoulement qui caractérisent les interactions des systèmes aquifère-tourbière.

La présente étude tire son originalité dans le fait que la chimie des interactions aquifère-tourbière n'a jamais fait l'objet de travaux spécifiques au Québec. Les douze profils étudiés représentent plusieurs conditions topographiques, géologiques et climatiques, apportant ainsi une contribution scientifique importante en hydrogéologie et en échohydrologie pour comprendre les contextes favorables aux échanges aquifère-tourbière. L'intégration de la dynamique d'écoulement et de la géochimie a permis de mettre en évidence trois modèles types des systèmes aquifère-tourbière, ainsi que les indicateurs géochimiques des processus d'échanges. L'ensemble des méthodes statistiques, graphiques et

numériques utilisées offre de nouveaux outils pour aller au-delà de la classification traditionnelle des tourbières. Cette étude confirme que les tourbières du sud du Québec sont principalement des systèmes qui emmagasinent de l'eau à long terme tout en contribuant à la recharge des aquifères. Elle démontre aussi que les apports latéraux et les gradients verticaux ont un rôle important dans les dynamiques hydrologique et hydrogéologique des systèmes aquifères-tourbières. Cette connaissance du rôle de réservoir des tourbières et de la dynamique des échanges avec l'aquifère est essentielle pour favoriser une gestion durable et intégrée de la ressource en eau souterraine et des milieux humides. Étant donné l'intérêt accru porté aux ressources en eau souterraine et le rôle potentiel et naturel des milieux humides dans le maintien de leur qualité et de leur quantité, les indicateurs proposés dans ce mémoire constituent ainsi une des prémices au développement des outils d'évaluation des fonctions hydrogéologiques des tourbières du Québec méridional.

APPENDICE A

DONNÉES GÉOCHIMIQUES DES EAUX DE LA TOURBE (SURLIGNÉES EN GRIS)
ET DU MINÉRAL (NON SURLIGNÉES) UTILISÉES POUR L'ANALYSE EN
COMPOSANTES PRINCIPALES, MAI 2011

Site	Station	pH	CE	COD	Ca	Mg	Na	k	Si	Fe	Mn	Al	Zn	Sr	Ba	Cl	SO ₄	NO ₃
LB1	1	5.26	14	2.490	0.940	0.270	0.520	0.170	2.750	0.003	0.060	0.044	0.001	0.007	0.012	0.260	2.060	0.460
	2	3.99	32	13.380	1.400	0.290	0.540	0.350	1.000	0.948	0.028	0.172	0.043	0.007	0.007	0.360	0.040	0.070
		5.30	52	8.950	0.970	0.220	0.910	0.290	5.190	11.380	0.038	0.519	0.010	0.008	0.005	0.240	0.010	0.130
	3	4.22	30	10.440	1.450	0.340	0.290	0.130	0.590	0.250	0.006	0.080	0.015	0.007	0.005	0.160	0.040	0.060
		4.98	33	10.060	2.520	0.340	1.040	0.160	4.130	0.200	0.007	0.708	0.013	0.012	0.006	0.280	0.080	0.100
	4	3.86	42	10.650	0.520	0.130	0.130	0.060	0.690	0.157	0.003	0.063	0.008	0.001	0.002	0.110	0.020	0.030
		4.68	33	11.520	1.370	0.260	0.530	0.150	1.800	0.210	0.008	0.509	0.013	0.011	0.008	0.340	0.030	0.140
	5	3.76	54	11.860	0.390	0.110	0.130	0.070	0.610	0.047	0.001	0.053	0.007	0.001	0.001	0.140	0.030	0.050
		5.33	54	12.040	1.540	0.160	0.870	0.430	2.340	0.200	0.007	0.147	0.022	0.006	0.005	0.490	0.050	0.070
	6	3.75	36	9.660	0.250	0.070	0.150	0.150	0.700	0.036	0.001	0.034	0.005	0.001	0.001	0.180	0.050	0.090
		4.62	36	10.300	2.010	0.400	0.400	0.430	2.070	0.210	0.011	0.551	0.009	0.014	0.008	0.510	0.010	0.120
LB2	1	5.85	38	2.410	3.200	0.390	1.940	1.720	4.030	0.007	0.027	0.008	0.008	0.032	0.023	1.910	4.680	0.200
	2	4.26	47	20.760	2.470	0.370	1.810	0.740	12.790	1.420	0.011	0.224	0.037	0.020	0.014	0.860	0.050	0.040
		5.08	40	8.030	2.160	0.320	1.170	0.280	9.750	1.300	0.011	0.425	0.013	0.015	0.015	0.490	0.090	0.100
	3	4.30	37	11.850	2.040	0.510	0.450	0.270	7.770	0.400	0.006	0.131	0.020	0.016	0.009	0.270	0.040	0.030
		4.99	36	7.740	1.950	0.370	1.310	0.450	9.380	0.142	0.008	0.592	0.007	0.017	0.015	0.570	0.160	0.160
	4	4.19	36	9.500	1.480	0.330	0.330	0.250	2.810	0.250	0.003	0.134	0.012	0.009	0.005	0.300	0.110	0.070
		4.76	33	11.370	2.100	0.370	0.840	0.190	5.400	0.300	0.007	0.208	0.018	0.011	0.005	0.260	0.230	0.110
	5	3.91	34	9.540	0.940	0.140	0.340	0.220	1.350	0.155	0.003	0.058	0.012	0.004	0.003	0.220	0.060	0.070
		4.66	40	9.560	1.770	0.280	0.650	0.260	3.770	0.548	0.007	0.227	0.008	0.016	0.007	0.290	0.010	0.060
	6	4.20	26	9.480	0.340	0.080	0.380	0.210	1.300	0.101	0.006	0.045	0.003	0.002	0.001	0.180	0.020	0.060
		5.42	76	8.220	1.680	0.320	1.660	0.350	11.590	0.878	0.012	0.722	0.004	0.014	0.010	0.450	0.270	0.120
LC	1	5.71	10	0.680	0.600	0.120	0.630	0.130	2.330	0.025	0.002	0.025	0.004	0.007	0.002	0.200	1.460	0.010
	2	3.89	47	7.120	0.310	0.060	0.370	0.650	0.960	0.572	0.004	0.158	0.014	0.002	0.003	0.190	0.050	0.030
		4.30	19	8.540	0.900	0.110	0.390	0.560	0.920	0.270	0.002	1.427	0.005	0.003	0.004	0.640	0.220	0.270
	3	4.04	51	18.350	1.660	0.270	1.080	0.740	3.570	1.650	0.013	0.692	0.014	0.020	0.017	0.360	0.100	0.040
		4.82	22	9.600	2.240	0.310	1.220	0.400	9.160	0.948	0.012	0.917	0.022	0.017	0.010	0.470	0.280	0.150
	4	3.90	46	11.160	1.040	0.260	0.450	0.150	2.300	0.897	0.008	0.419	0.014	0.008	0.009	0.050	0.100	0.070
		4.89	18	6.270	0.960	0.230	1.040	0.380	7.700	0.671	0.009	0.766	0.004	0.010	0.007	0.780	0.060	0.120
	5	4.12	42	12.640	1.150	0.230	0.510	0.270	1.850	0.560	0.012	0.458	0.013	0.008	0.009	0.130	0.070	0.040
		4.58	46	12.690	1.650	0.210	1.240	1.610	5.670	0.220	0.012	0.419	0.026	0.008	0.009	1.720	0.100	0.140
	6	4.27	48	12.490	0.980	0.060	0.690	0.650	2.320	0.165	0.003	0.098	0.021	0.002	0.002	0.840	0.020	0.060
		5.53	40	8.460	3.900	0.320	2.140	1.150	10.290	1.490	0.021	0.603	0.035	0.017	0.008	1.310	0.810	0.040
SMB	1	5.40	70	1.090	1.680	0.430	1.160	0.080	3.770	0.056	0.004	0.055	0.003	0.013	0.004	1.470	4.300	0.060
	2	5.75	60	6.120	1.630	0.650	1.270	0.310	5.250	1.120	0.020	0.498	0.001	0.010	0.003	1.350	0.350	0.060
		5.58	39	6.880	1.870	0.750	1.270	0.430	4.990	1.470	0.020	0.572	0.003	0.012	0.004	1.600	0.770	0.030
	3	4.23	31	7.570	1.980	0.440	1.000	0.420	4.790	0.561	0.009	0.160	0.014	0.009	0.004	0.880	0.160	0.070
	4	3.98	27	6.260	1.280	0.430	0.640	0.080	6.620	0.420	0.005	0.093	0.003	0.008	0.002	0.500	0.040	0.070
	5	4.63	30	10.260	2.420	0.620	1.480	0.770	9.080	0.501	0.023	0.142	0.018	0.009	0.004	0.930	0.510	0.170
	6	3.91	23	10.230	1.300	0.340	0.550	0.170	2.460	0.420	0.005	0.137	0.012	0.008	0.005	0.330	0.070	0.040
		4.43	24	6.590	1.190	0.340	1.180	0.210	8.390	0.507	0.007	0.966	0.006	0.014	0.011	0.590	0.080	0.050

Concentrations en mg/l, CE en $\mu\text{S/cm}$ (25°C)

Site	Station	pH	CE	COD	Ca	Mg	Na	k	Si	Fe	Mn	Al	Zn	Sr	Ba	Cl	SO ₄	NO ₃
SN	1	6.04	41	1.870	3.390	1.050	0.890	0.580	3.200	0.051	0.069	0.036	0.004	0.017	0.007	0.400	1.440	0.050
	2	5.07	27	1.370	2.430	0.280	0.250	0.310	3.320	1.420	0.027	0.160	0.015	0.009	0.006	0.280	0.280	0.050
		5.52	57	7.130	4.820	0.570	1.260	0.370	7.880	3.440	0.081	0.494	0.013	0.021	0.008	0.470	0.080	0.040
	3	4.56	33	6.210	2.680	0.130	0.630	0.810	0.720	0.087	0.011	0.027	0.024	0.004	0.006	1.020	0.240	0.090
		4.62	33	8.120	1.120	0.250	0.500	0.150	7.150	0.360	0.011	0.513	0.012	0.008	0.006	0.190	0.060	0.210
	4	4.25	40	6.260	0.960	0.080	0.230	0.320	1.100	0.220	0.003	0.037	0.011	0.004	0.005	0.360	0.030	0.060
		5.13	49	6.870	2.630	0.470	1.240	0.300	7.570	2.690	0.041	0.650	0.017	0.019	0.010	0.340	0.010	0.040
	5	4.51	33	3.220	3.520	0.130	0.180	0.190	1.120	0.124	0.007	0.092	0.015	0.005	0.006	0.310	0.030	0.080
		5.05	38	5.690	1.620	0.210	1.350	0.190	8.720	1.260	0.018	0.799	0.023	0.015	0.010	0.430	0.010	0.070
	6	4.09	48	2.020	0.890	0.150	0.130	0.200	0.750	0.091	0.003	0.032	0.013	0.002	0.006	0.240	0.050	0.110
		4.74	35	7.260	1.110	0.190	0.630	0.220	3.290	0.460	0.029	0.448	0.179	0.008	0.006	0.490	0.030	0.040
SS	1	5.11	18	1.970	0.520	0.080	0.500	0.190	2.350	0.004	0.228	0.017	0.002	0.005	0.004	0.120	1.020	0.070
	2	4.66	23	7.020	1.700	0.220	0.970	0.280	6.090	0.260	0.002	0.149	0.006	0.011	0.004	0.170	0.050	0.060
		5.30	38	7.060	2.590	0.410	1.980	0.690	10.290	1.440	0.014	0.595	0.027	0.018	0.012	0.510	0.080	0.030
	3	4.69	25	8.490	1.430	0.200	0.990	0.410	3.900	0.152	0.006	0.078	0.011	0.005	0.003	0.340	0.070	0.060
		5.59	58	7.980	6.560	0.480	1.420	0.410	10.290	2.160	0.095	0.342	0.010	0.022	0.010	0.340	0.210	0.030
	4	4.95	14	9.190	1.710	0.250	0.480	0.220	2.040	0.129	0.003	0.071	0.011	0.005	0.004	0.280	0.090	0.040
		5.77	108	8.390	5.850	0.860	1.650	0.550	10.390	15.580	0.118	0.311	0.013	0.028	0.013	0.480	0.110	0.030
	5	4.34	15	10.100	1.470	0.230	0.160	0.200	3.730	0.230	0.010	0.064	0.011	0.005	0.003	0.220	0.030	0.040
		5.34	60	10.790	4.040	0.400	0.880	0.310	5.970	5.270	0.051	0.433	0.004	0.018	0.010	0.410	0.020	0.100
	6	4.54	10	11.290	2.530	0.260	0.100	0.100	3.370	0.592	0.003	0.049	0.004	0.010	0.007	0.120	0.030	0.050
		5.96	224	7.110	26.580	3.570	1.990	1.100	7.970	6.180	0.281	0.041	0.015	0.110	0.019	0.350	0.010	0.040
LR1	1	5.37	19	6.220	0.990	0.110	0.530	0.260	2.550	1.600	0.044	0.799	0.005	0.012	0.017	0.250	0.320	0.030
	2	4.45	36	18.920	1.170	0.120	1.010	0.780	8.330	0.540	0.010	0.302	0.021	0.008	0.008	1.480	0.060	0.100
		5.50	26	10.160	2.140	0.180	1.310	0.370	9.520	1.120	0.041	0.557	0.007	0.014	0.009	0.700	0.050	0.060
	3	4.17	34	15.430	1.540	0.210	0.610	0.190	0.690	0.070	0.003	0.284	0.035	0.004	0.005	0.420	0.110	0.070
		4.39	23	13.340	0.850	0.130	0.820	0.240	1.900	0.140	0.004	0.997	0.010	0.006	0.007	0.240	0.110	0.090
	4	4.27	33	13.700	0.960	0.180	0.900	0.370	1.590	0.160	0.007	0.207	0.018	0.007	0.007	0.520	0.090	0.150
		5.56	37	8.450	3.490	0.770	1.490	0.330	10.990	0.960	0.093	0.393	0.008	0.021	0.012	0.620	0.020	0.030
	5	4.21	29	11.890	0.880	0.130	0.320	0.200	1.390	0.270	0.008	0.131	0.016	0.005	0.005	0.190	0.070	0.030
		5.28	25	8.150	2.790	0.180	1.230	0.420	6.160	0.270	0.017	0.643	0.028	0.011	0.012	0.730	0.160	0.250
	6	4.25	24	8.750	0.380	0.090	0.150	0.080	0.550	0.130	0.009	0.025	0.005	0.002	0.003	0.110	0.030	0.050
		4.95	22	10.030	1.660	0.280	0.590	0.220	4.230	0.950	0.027	0.792	0.008	0.014	0.019	0.210	0.020	0.030
LR2	1	5.39	44	5.780	0.840	0.150	0.730	0.960	2.480	3.330	0.076	0.463	0.002	0.011	0.025	0.870	0.140	0.110
	2	4.34	24	12.840	0.580	0.090	0.600	1.030	1.230	0.420	0.024	0.301	0.015	0.004	0.006	0.340	0.080	0.050
		5.32	30	12.400	1.700	0.230	1.270	0.370	8.580	1.290	0.026	1.057	0.022	0.013	0.010	1.090	0.060	0.110
	3	4.38	38	16.620	1.800	0.180	0.900	0.680	2.220	0.320	0.005	0.347	0.015	0.007	0.007	0.600	0.020	0.030
		4.65	26	15.380	1.630	0.290	1.020	0.450	4.160	0.710	0.009	0.748	0.009	0.008	0.008	0.450	0.030	0.070
	4	4.28	35	19.490	0.930	0.140	0.750	0.380	4.020	0.170	0.003	1.147	0.012	0.006	0.006	0.340	0.030	0.030
		5.42	30	12.180	3.570	0.190	1.210	0.460	9.620	0.240	0.008	0.697	0.047	0.011	0.009	0.680	0.070	0.070
	5	4.40	46	17.350	2.360	0.200	0.470	0.480	1.680	0.210	0.002	0.384	0.007	0.007	0.005	0.230	0.020	0.050
		5.97	86	12.520	4.810	0.170	1.210	0.510	4.060	0.040	0.003	0.441	0.013	0.009	0.003	0.810	0.620	0.470
	6	4.23	42	20.100	0.670	0.110	0.380	0.330	1.840	0.180	0.003	0.207	0.010	0.006	0.005	0.390	0.060	0.070
		4.63	33	19.500	1.350	0.240	0.540	0.360	2.230	0.410	0.008	0.983	0.015	0.010	0.008	0.360	0.120	0.110

Concentrations en mg/l, CE en $\mu\text{S/cm}$ (25°C)

Site	Station	pH	CE	COD	Ca	Mg	Na	k	Si	Fe	Mn	Al	Zn	Sr	Ba	Cl	SO ₄	NO ₃
MB	1	5.23	47	2.520	1.200	0.410	0.980	0.310	3.750	2.460	1.210	0.277	0.005	0.015	0.042	0.990	6.400	0.220
		4.30	39	5.950	1.110	0.160	0.550	0.850	3.890	2.280	0.023	0.386	0.019	0.006	0.007	0.700	0.160	0.130
	2	5.58	153	5.180	3.550	0.470	1.460	0.310	7.590	35.180	0.095	0.276	0.029	0.025	0.036	1.270	0.050	0.070
		4.48	33	5.730	1.420	0.210	1.140	0.340	8.410	1.960	0.018	0.984	0.018	0.009	0.008	0.980	0.030	0.060
	3	5.30	66	4.710	5.440	0.570	1.480	0.370	10.790	7.910	0.085	0.701	0.024	0.029	0.019	0.960	0.060	0.040
		4.50	33	6.760	1.490	0.230	0.770	0.100	8.600	4.300	0.022	0.706	0.010	0.011	0.026	0.270	0.050	0.030
	4	5.32	57	6.040	3.830	0.350	1.340	0.560	9.540	10.180	0.049	0.633	0.038	0.019	0.083	0.700	0.070	0.060
		4.50	38	6.730	2.550	0.280	1.310	0.570	6.940	3.360	0.035	0.247	0.021	0.013	0.010	0.870	0.070	0.110
	5	5.75	202	4.910	11.480	1.740	2.050	0.250	12.590	35.080	0.288	0.187	0.033	0.091	0.039	0.260	0.020	0.060
		4.33	35	6.160	1.460	0.140	0.650	0.120	3.100	0.870	0.008	0.090	0.011	0.007	0.007	0.480	0.020	0.050
	6	5.77	75	5.270	5.930	0.700	2.970	0.580	11.890	0.960	0.119	0.187	0.001	0.039	0.028	2.270	0.110	0.090
SSY	1	5.38	27	2.940	1.800	0.420	1.340	0.460	3.300	0.020	0.035	0.141	0.011	0.027	0.065	1.850	6.510	0.110
		5.53	36	11.380	6.670	0.310	0.400	0.220	1.590	3.360	0.049	0.292	0.012	0.038	0.054	0.460	0.150	0.090
	2	6.22	89	9.260	15.980	1.000	0.860	0.340	3.460	2.540	0.123	0.359	0.007	0.105	0.128	0.650	0.050	0.170
		5.63	41	9.590	5.630	0.560	0.350	0.340	1.410	1.370	0.044	0.197	0.012	0.043	0.012	0.570	0.020	0.110
	3	5.99	74	8.370	9.460	1.220	1.140	0.780	3.720	2.980	0.099	0.197	0.027	0.078	0.022	0.940	0.050	0.100
		4.69	30	8.280	2.180	0.160	0.270	0.360	1.550	1.500	0.013	0.090	0.006	0.026	0.006	0.270	0.000	0.050
	4																	
		4.27	35	8.990	0.780	0.110	0.200	0.370	0.580	0.160	0.003	0.104	0.020	0.003	0.004	0.250	0.040	0.040
	5	5.51	34	16.790	3.060	0.450	0.750	0.620	3.360	2.590	0.029	0.841	0.007	0.013	0.053	0.520	0.120	0.090
		4.07	51	30.440	1.090	0.150	0.410	0.510	4.020	0.180	0.003	0.057	0.025	0.005	0.005	0.500	0.040	0.200
	6																	
V1	1	5.87	46	2.660	4.800	0.270	2.080	1.370	4.060	0.200	0.190	0.153	0.069	0.015	0.054	5.110	3.430	0.410
		3.58	44	5.550	1.730	0.250	0.590	2.230	1.810	0.390	0.007	0.319	0.065	0.005	0.008	2.490	0.090	0.030
	2	4.59	25	4.290	1.950	0.300	0.850	0.480	4.320	0.550	0.012	1.077	0.050	0.013	0.009	1.140	0.050	0.070
		3.84	34	4.270	1.240	0.100	0.340	0.570	0.870	0.100	0.004	0.094	0.058	0.003	0.004	1.340	0.060	0.050
	3	4.94	32	4.180	3.620	0.220	1.030	0.480	4.170	0.210	0.016	0.863	0.030	0.018	0.013	1.860	0.090	0.050
		3.79	45	7.230	1.260	0.120	0.400	0.580	1.570	0.130	0.004	0.071	0.065	0.005	0.003	1.510	0.090	0.040
	4	6.83	93		9.800	0.290	2.710	2.260	6.910	0.190	0.012	0.207	0.052	0.012	0.006			
		3.84	45	10.480	1.160	0.160	0.370	0.580	2.430	0.150	0.003	0.060	0.033	0.006	0.004	1.150	0.080	6.650
	5	5.13	83	7.440	4.660	0.420	1.400	0.640	8.620	2.960	0.037	0.596	0.057	0.034	0.019	1.130	0.060	0.150
	6																	
V2	1	5.37	30	3.510	2.060	0.180	1.620	1.870	3.080	0.620	0.722	1.237	0.014	0.009	0.044	2.670	1.830	0.390
		6.19	153	2.150	26.880	2.080	1.860	0.550	6.370	0.060	0.086	0.015	0.000	0.312	0.055	0.710	0.010	0.070
	2	6.73	192	2.600	32.080	2.380	2.780	1.520	7.000	0.110	0.092	0.003	0.019	0.331	0.072	1.850	1.790	0.140
		5.89	72	4.280	13.880	0.420	0.380	0.130	0.800	1.020	0.030	0.012	0.001	0.302	0.095	0.220	0.030	0.050
	3	6.71	597	3.780	#####	4.420	3.680	2.620	9.080	4.570	0.221	0.023	0.007	3.060	0.853	0.850	0.010	0.030
		3.87	40	12.770	2.540	0.200	0.410	0.170	2.260	0.480	0.004	0.081	0.014	0.062	0.021	0.840	0.020	0.070
	4	6.02	323	9.950	55.980	2.740	3.290	1.770	8.480	3.650	0.115	0.034	0.015	1.140	0.210	1.090	0.140	0.240
		4.06	36	15.330	2.100	0.150	0.330	0.200	3.560	0.460	0.005	0.033	0.010	0.043	0.019	0.380	0.010	0.070
	5	5.42	127	6.420	12.980	1.210	2.030	0.950	10.390	4.890	0.056	0.247	0.027	0.262	0.082	1.070	0.100	0.050
		3.97	31	6.950	3.440	0.090	0.300	0.270	1.820	0.410	0.003	0.063	0.019	0.033	0.017	0.420	0.060	0.040
	6																	

Concentrations en mg/l, CE en $\mu\text{S/cm}$ (25°C)

APPENDICE B

DONNÉES GÉOGHIMIQUES DES EAUX DE LA TOURBE (SURLIGNÉES EN GRIS)
ET DU MINÉRAL (NON SURLIGNÉES) UTILISÉES POUR L'ANALYSE EN
COMPOSANTES PRINCIPALES, AOÛT 2011

Site	Station	pH	CE	COD	Ca	Mg	Na	k	Si	Fe	Mn	Al	Zn	Sr	Ba	Cl	SO ₄	NO ₃
LB1	1	5.35	24	6.840	1.430	0.390	1.330	0.970	3.940	0.128	0.167	0.079	0.012	0.012	0.022	1.280	2.250	0.320
	2	4.18	37	38.480	1.490	0.290	0.990	0.780	0.880	0.906	0.029	0.056	0.043	0.009	0.008	1.390	0.140	0.090
		5.47	54	26.140	1.090	0.310	1.030	0.510	5.020	12.775	0.037	1.123	0.009	0.008	0.007	0.650	0.120	0.170
	3	4.25	33	30.490	0.780	0.170	0.560	0.340	0.560	0.305	0.004	0.063	0.016	0.008	0.008	0.660	0.050	0.050
		4.63	23	29.410	1.200	0.210	1.360	0.430	4.950	0.465	0.005	0.795	0.007	0.010	0.007	0.880	0.060	0.110
	4	3.97	38	28.370	0.430	0.120	0.470	0.380	0.600	0.051	0.003	0.022	0.015	0.001	0.003	0.770	0.060	0.010
		4.75	30	28.860	0.990	0.240	0.720	0.290	1.820	0.285	0.012	0.454	0.015	0.012	0.010	0.530	0.050	0.320
	5	3.88	43	31.180	0.370	0.100	0.410	0.330	0.630	0.052	0.002	0.052	0.008	0.001	0.002	0.740	0.040	0.040
		5.04	36	27.210	0.850	0.170	0.960	0.450	3.420	0.235	0.008	0.333	0.009	0.007	0.007	0.650	0.060	0.050
	6	4.02	38	25.760	0.360	0.100	0.400	0.460	0.770	0.062	0.005	0.038	0.020	0.002	0.003	0.720	0.050	0.030
		4.91	43	28.200	1.880	0.390	0.620	0.610	2.170	0.275	0.012	0.741	0.017	0.011	0.008	0.790	0.040	0.350
LB2	1	5.69	25	5.150	2.710	0.410	1.620	0.570	4.620	0.047	0.079	0.002	0.001	0.032	0.015	0.650	4.980	0.320
	2	4.49	40	57.740	2.080	0.360	1.510	0.330	11.400	1.545	0.009	0.365	0.011	0.022	0.017	0.500	0.140	0.080
		5.13	29	20.060	1.460	0.280	1.330	0.310	10.800	1.655	0.010	0.470	0.017	0.015	0.018	0.470	0.130	0.580
	3	4.44	29	41.180	2.030	0.490	0.570	0.330	6.650	0.597	0.006	0.108	0.094	0.017	0.014	0.380	0.090	0.070
		5.28	35	24.630	1.750	0.350	1.700	0.560	9.820	0.395	0.010	0.538	0.002	0.018	0.016	0.930	0.130	0.280
	4	4.29	34	32.670	1.120	0.220	0.430	0.300	2.850	0.235	0.002	0.048	0.011	0.009	0.006	0.410	0.110	0.050
		4.77	35	35.430	1.440	0.380	0.970	0.240	5.810	0.425	0.004	0.547	0.006	0.015	0.008	0.280	0.120	0.150
	5	4.23	36	32.920	0.760	0.150	0.410	0.180	1.320	0.163	0.002	0.055	0.061	0.005	0.004	0.320	0.100	0.120
		4.98	38	28.660	1.790	0.250	0.820	0.370	3.500	0.475	0.009	0.186	0.010	0.015	0.008	0.520	0.100	0.140
	6	4.71	38	25.270	0.360	0.100	0.530	0.330	1.110	0.108	0.006	0.047	0.009	0.002	0.002	0.320	0.090	0.240
		5.69	54	21.980	1.840	0.420	2.170	0.820	10.700	0.495	0.013	1.333	0.005	0.014	0.014	1.410	0.230	0.220
LC	1	5.85	14	3.530	0.590	0.100	0.840	0.510	2.550	0.004	0.002	0.022	0.005	0.007	0.004	0.650	1.170	0.220
	2																	
		4.36	51	54.230	1.620	0.330	0.860	1.070	9.500	3.345	0.010	3.873	0.090	0.010	0.008	0.540	0.330	0.170
	3																	
		4.86	24	23.480	1.210	0.180	1.290	0.760	10.400	0.738	0.011	0.816	0.030	0.018	0.012	0.610	0.090	0.160
	4	4.37	48	33.610	1.160	0.240	0.840	0.570	2.220	0.966	0.007	0.348	0.048	0.010	0.012	0.700	0.110	0.080
		4.72	29	34.100	1.410	0.270	0.840	0.860	2.300	0.818	0.006	2.193	0.012	0.012	0.013	0.340	0.090	0.200
	5	4.22		34.970	0.930	0.200	0.840	0.850	2.060	0.645	0.011	0.330	0.019	0.009	0.011	0.700	0.090	0.020
		4.66		34.470	1.430	0.260	1.360	1.000	5.980	0.138	0.010	0.513	0.013	0.011	0.010	1.760	0.150	0.120
	6	4.3	38	32.820	0.750	0.060	0.480	0.500	2.350	0.152	0.002	0.129	0.049	0.002	0.004	0.630	0.090	0.070
		5.45	47	17.120	2.920	0.270	1.650	0.220	9.850	1.305	0.017	0.521	0.010	0.016	0.007	0.340	0.220	0.130
SMB	1	5.74	32	5.810	1.950	0.500	1.610	0.160	4.270	3.205	0.030	0.173	0.004	0.015	0.004	1.890	3.160	0.280
	2	5.29	35	21.240	2.570	0.920	1.540	0.390	5.350	1.625	0.020	0.538	0.003	0.016	0.005	2.300	0.410	0.210
		5.42	39	19.210	2.460	0.930	1.780	0.640	6.260	1.755	0.024	0.882	0.007	0.016	0.008	3.680	0.290	0.430
	3	4.56	25	21.250	1.430	0.450	0.880	0.140	4.950	0.610	0.008	0.171	0.006	0.010	0.005	0.760	0.020	0.190
	4	4.51	29	27.010	1.300	0.460	0.770	0.210	6.640	0.465	0.008	0.080	0.001	0.009	0.003	0.570	0.060	0.330
	5	4.74	35	27.770	1.540	0.570	1.580	0.650	9.640	0.677	0.022	0.104	0.010	0.010	0.005	1.070	0.110	0.270
	6	4.47	56	27.980	1.220	0.360	0.820	0.330	2.790	0.295	0.005	0.183	0.047	0.012	0.007	0.850	0.180	0.190
		4.9	30	21.340	1.240	0.470	1.340	0.340	8.100	0.205	0.006	0.805	0.007	0.014	0.013	0.550	0.040	0.110

Concentrations en mg/l, CE en $\mu\text{S/cm}$ (25°C)

Site	Station	pH	CE	COD	Ca	Mg	Na	k	Si	Fe	Mn	Al	Zn	Sr	Ba	Cl	SO ₄	NO ₃
SN	1																	
	2	4.92	25	25.890	2.380	0.310	0.430	0.410	3.670	1.425	0.030	0.147	0.013	0.011	0.007	0.530	0.060	0.110
		5.7	50	17.050	3.850	0.470	1.520	0.300	7.700	1.855	0.057	0.419	0.002	0.016	0.006	0.980	0.030	0.220
	3	4.34	26	25.080	0.730	0.130	0.220	0.180	1.800	0.170	0.014	0.048	0.015	0.003	0.005	0.250	0.040	0.030
		5.78	34	20.500	1.470	0.250	1.280	0.510	8.960	1.085	0.019	0.429	0.014	0.015	0.013	0.430	0.040	0.170
	4	4	38	30.260	0.810	0.090	0.390	0.230	1.310	0.345	0.004	0.052	0.016	0.005	0.006	0.560	0.040	0.070
		4.98	43	23.210	2.530	0.480	1.260	0.280	7.320	2.285	0.043	0.574	0.008	0.018	0.009	0.370	0.190	0.210
	5	4.2	31	38.070	0.650	0.090	0.210	0.140	1.330	0.245	0.007	0.066	0.002	0.004	0.007	0.200	0.060	0.040
		4.95	40	26.290	1.450	0.220	1.490	0.370	8.230	1.265	0.019	0.907	0.018	0.014	0.011	0.520	0.010	0.210
	6	4.53	33	25.650	0.580	0.150	0.130	0.080	0.970	0.117	0.003	0.036	0.007	0.002	0.003	0.170	0.050	0.130
		4.73	35	24.390	0.840	0.190	0.930	0.260	4.770	0.435	0.013	0.510	0.078	0.009	0.007	0.460	0.050	0.310
SS	1																	
	2	4.85	23	22.190	1.680	0.230	1.060	0.130	6.510	0.295	0.002	0.149	0.004	0.012	0.005	0.130	0.040	0.140
		5.09	31	16.740	2.110	0.350	1.600	0.280	9.820	1.245	0.009	0.570	0.012	0.019	0.011	0.250	0.120	0.200
	3	4.61	28	28.370	1.010	0.200	1.030	0.260	5.130	0.195	0.005	0.070	0.010	0.006	0.004	0.210	0.130	1.100
		5.45	76	17.860	6.180	0.410	1.360	0.270	9.010	1.605	0.084	0.327	0.002	0.021	0.008	0.840	0.700	1.980
	4	4.6	24	26.370	1.110	0.250	0.580	0.110	2.620	0.205	0.007	0.055	0.004	0.006	0.006	0.150	0.180	0.330
		5.72	114	18.240	5.620	0.880	1.590	0.540	10.100	15.275	0.119	0.260	0.007	0.028	0.015	0.490	0.130	0.240
	5	4.52	24	29.770	1.390	0.270	0.180	0.060	4.320	0.315	0.007	0.039	0.010	0.007	0.004	0.090	0.250	0.250
		5.25	64	27.780	3.620	0.350	0.880	0.310	5.880	4.155	0.042	0.522	0.002	0.016	0.010	0.520	0.190	0.540
	6	4.48	40	31.530	2.840	0.270	0.190	0.100	4.050	0.705	0.003	0.052	0.002	0.014	0.014	0.140	0.070	0.070
		5.81	214	18.260	24.400	3.260	2.130	1.250	7.410	4.605	0.245	0.032	0.018	0.102	0.019	0.460	0.020	0.190
LRI	1	5.83	27	25.660	1.690	0.190	1.100	0.700	5.150	2.630	0.053	1.363	0.020	0.020	0.028	0.850	0.070	0.060
	2	4.38	42	47.260	1.020	0.120	0.840	0.860	6.240	0.670	0.010	0.317	0.012	0.007	0.008	1.240	0.100	0.040
		5.41	32	20.840	2.250	0.200	1.240	0.280	9.730	2.250	0.047	0.551	0.003	0.015	0.011	0.570	0.020	0.030
	3	3.66	35	27.850	0.600	0.130	0.740	0.340	0.300	0.090	0.003	0.213	0.009	0.004	0.006	0.740	0.080	0.030
		3.83	30	35.470	0.800	0.180	0.970	0.320	3.680	0.370	0.006	1.283	0.011	0.009	0.011	0.280	0.070	0.030
	4	3.7	37	29.120	0.780	0.150	0.750	0.300	1.400	0.260	0.007	0.161	0.009	0.006	0.006	0.530	0.040	0.050
		4.79	40	17.540	2.830	0.750	1.550	0.390	10.400	2.620	0.089	0.450	0.003	0.019	0.013	0.580	0.010	0.050
	5	3.72	38	31.680	1.040	0.170	0.530	0.390	1.260	0.370	0.011	0.109	0.006	0.006	0.007	0.520	0.070	0.050
		4.19	22	20.110	1.130	0.150	1.150	0.290	6.070	0.520	0.014	0.808	0.019	0.010	0.011	0.540	0.010	0.020
	6	3.65	30	22.110	0.420	0.120	0.230	0.160	0.570	0.200	0.011	0.024	0.016	0.003	0.004	0.210	0.060	0.010
		4.6	25	22.580	1.370	0.250	1.010	0.550	6.680	1.230	0.022	0.625	0.007	0.011	0.019	0.520	0.040	0.010
LR2	1	5.76	38	18.900	0.890	0.180	0.460	0.790	2.900	8.170	0.061	0.688	0.004	0.012	0.028	0.260	0.050	0.080
	2	4.54	51	40.460	0.950	0.180	0.690	1.300	2.300	0.920	0.045	0.383	0.015	0.007	0.010	0.770	0.050	0.040
		5.46	31	18.960	1.640	0.250	1.270	0.550	8.290	2.250	0.035	0.562	0.014	0.015	0.012	1.080	0.230	0.150
	3	3.96	39	36.860	0.840	0.160	0.760	0.510	2.000	0.420	0.005	0.283	0.012	0.006	0.006	0.400	0.050	0.030
		4.96	29	36.930	1.320	0.250	1.290	0.760	4.240	0.820	0.012	0.735	0.017	0.009	0.009	1.050	0.050	0.070
	4	3.93	35	33.760	0.620	0.130	0.880	0.660	3.630	0.200	0.003	0.973	0.014	0.006	0.006	0.660	0.100	0.040
		4.73	25	33.630	1.570	0.150	1.370	1.170	9.190	0.200	0.009	0.660	0.026	0.008	0.007	1.110	0.120	0.010
	5	3.66	50	44.680	0.790	0.130	0.720	0.750	1.790	0.180	0.002	0.264	0.013	0.006	0.005	0.620	0.070	0.070
		4.37	26	32.270	1.820	0.160	1.540	0.690	5.720	0.360	0.006	1.073	0.040	0.013	0.009	0.830	0.050	0.020
	6	3.76	45	42.000	0.420	0.110	0.350	0.340	1.650	0.200	0.003	0.183	0.022	0.004	0.005	0.400	0.090	0.040
		4.09	36	32.190	1.290	0.240	0.680	0.430	2.540	0.470	0.009	1.013	0.020	0.010	0.009	0.480	0.110	0.020

Concentrations en mg/l, CE en $\mu\text{S/cm}$ (25°C)

Site	Station	pH	CE	COD	Ca	Mg	Na	K	Si	Fe	Mn	Al	Zn	Sr	Ba	Cl	SO ₄	NO ₃
MB	1	4.87	47	10.360	1.540	0.510	0.980	0.260	4.910	5.060	1.790	0.432	0.004	0.019	0.052	0.640	8.580	0.230
	2	4.13	40	42.410	0.930	0.170	0.630	0.840	3.130	2.200	0.022	0.384	0.017	0.007	0.008	0.670	0.210	0.070
		5.88	142	33.290	2.300	0.370	1.500	0.360	7.680	28.180	0.076	0.392	0.023	0.019	0.034	1.330	0.270	0.060
	3	4.39	34	30.230	1.460	0.220	1.370	0.500	8.220	1.930	0.020	0.957	0.027	0.010	0.007	1.320	0.070	0.040
		5.2	64	25.180	4.040	0.460	1.470	0.310	10.700	7.860	0.080	0.709	0.021	0.026	0.016	0.890	0.130	0.050
	4	4.5	38	39.340	1.660	0.250	1.100	0.330	7.980	4.240	0.024	0.738	0.023	0.012	0.032	0.740	0.130	0.050
		5.17	75	26.840	3.100	0.300	1.400	0.280	10.000	12.380	0.063	0.593	0.022	0.020	0.150	0.660	0.150	0.040
	5	4.6	38	39.540	2.130	0.300	1.020	0.260	7.180	4.960	0.044	0.278	0.019	0.015	0.009	0.390	0.210	0.090
		5.91	158	26.200	8.980	1.380	2.070	0.330	11.800	27.080	0.234	0.299	0.019	0.068	0.033	0.400	0.190	0.090
	6	3.88	39	36.720	1.720	0.170	0.800	0.240	2.840	1.250	0.013	0.105	0.007	0.011	0.007	0.610	0.140	0.050
		5.48	98	22.580	12.800	1.400	3.120	0.650	11.100	3.250	0.286	0.139	0.007	0.063	0.027	1.870	0.190	0.070
SSY	1	4.77	31	3.170	1.430	0.430	1.300	0.220	4.290	0.020	0.043	0.203	0.001	0.029	0.094	0.810	7.020	0.140
	2	5.15	49	42.150	6.660	0.330	0.460	0.340	1.060	3.480	0.051	0.325	0.016	0.040	0.063	0.500	0.160	0.030
		6.01	97	35.520	15.200	0.910	0.920	0.660	3.600	4.470	0.139	0.457	0.020	0.099	0.132	0.820	0.120	0.080
	3	4.82	43	30.690	5.630	0.560	0.340	0.220	1.310	1.630	0.042	0.183	0.002	0.045	0.014	0.350	0.020	0.140
		5.36	98	25.890	9.710	1.280	1.020	0.480	3.880	4.180	0.103	0.183	0.013	0.084	0.021	0.610	0.160	0.120
	4	4.73	36	29.670	2.350	0.180	0.310	0.360	1.520	1.670	0.014	0.077	0.001	0.029	0.008	0.360	0.170	0.020
	5	3.78	41	36.930	0.840	0.150	0.440	0.690	0.570	0.270	0.007	0.115	0.031	0.003	0.007	0.570	0.110	0.020
		4.98	33	29.680	2.200	0.350	0.710	0.490	4.130	3.350	0.025	0.942	0.012	0.012	0.050	0.380	0.150	0.020
	6	3.74	49	46.470	0.980	0.140	0.420	0.590	3.930	0.200	0.007	0.037	0.022	0.006	0.005	0.540	0.170	0.050
V1	1	5.53	24	6.340	2.230	0.170	1.370	0.640	3.860	0.010	0.124	0.019	0.015	0.010	0.036	9.190	2.860	0.170
	2	4.03	51	25.360	0.750	0.140	0.480	0.590	1.160	0.210	0.006	0.088	0.006	0.005	0.005	0.850	0.060	0.010
		5.23	26	19.700	1.030	0.300	0.810	0.530	4.060	0.620	0.012	1.023	0.001	0.011	0.008	0.530	0.070	0.060
	3	3.93	36	24.630	0.800	0.100	0.360	0.300	0.810	0.220	0.003	0.117	0.010	0.004	0.005	0.660	0.040	0.050
		5.01	29	18.140	1.260	0.170	0.870	0.300	4.410	0.480	0.010	0.815	0.005	0.013	0.011	0.490	0.140	0.070
	4	4.03	47	42.270	0.470	0.080	0.300	0.530	1.520	0.150	0.002	0.051	0.042	0.004	0.003	0.860	0.090	0.010
					0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.010	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000			
	5	3.96	53	61.450	0.830	0.130	0.450	0.490	2.250	0.200	0.002	0.028	0.019	0.004	0.004	0.740	0.110	0.070
		5.29	86	31.870	3.870	0.420	1.250	0.450	7.350	3.150	0.037	0.678	0.041	0.037	0.019	0.690	0.300	0.300
	6																	
V2	1	6.33	49	11.750	1.650	0.190	0.950	0.970	2.840	3.940	0.933	2.563	0.004	0.009	0.035	0.810	1.190	0.310
	2	6.21	152	9.670	26.100	2.030	1.790	0.420	5.570	0.680	0.110	0.012	0.007	0.301	0.065	0.410	0.160	0.100
		6.69	182															
	3	5.77	80	29.610	15.800	0.480	0.450	0.140	0.700	2.210	0.033	0.012	0.007	0.353	0.133	0.130	0.140	0.140
		6.62	630	16.160	113.00	4.510	3.550	1.690	9.240	10.180	0.221	0.001	0.001	2.990	0.926	0.200	0.010	0.130
	4	3.92	46	42.040	2.610	0.210	0.360	0.090	2.170	0.630	0.003	0.062	0.005	0.074	0.026	0.620	0.040	0.050
		6.18	366	31.990	51.800	2.690	3.170	1.350	7.520	6.670	0.142	0.017	0.012	1.040	0.251	1.050	0.340	0.080
	5	3.89	47	50.330	2.210	0.200	0.540	0.340	3.330	0.470	0.005	0.037	0.006	0.050	0.024	0.540	0.080	0.040
		5.24	106	32.270	10.200	1.090	1.930	0.520	9.440	4.930	0.050	0.298	0.014	0.226	0.054	0.750	0.150	0.190
	6	4.11	38	49.360	3.510	0.090	0.510	0.300	1.800	0.710	0.003	0.051	0.017	0.036	0.021	0.470	0.040	0.040
		5.53	24	6.340	2.230	0.170	1.370	0.640	3.860	0.010	0.124	0.019	0.015	0.010	0.036	9.190	2.860	0.170

Concentrations en mg/l, CE en $\mu\text{S/cm}$ (25°C)

APPENDICE C

STATISTIQUES GÉOGHIMIQUES, MAI 2011

Abitibi	AQUIFÈRE DE SURFACE							MINÉRAL SOUS-JACENT							TOURBE						
(mg/l)	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max			
pH	6	5.56	0.36	5.56	5.1	6	27	5.07	0.433	5.05	4.3	5.96	30	4.29	0.44	4.23	3.75	5.75			
CE*	6	31.8	22.7	27.8	10.0	70.0	27	49.7	39.5	39.0	18.0	224.0	30	34.9	12.1	33.5	10.0	60.0			
TDS	6	19.8	10.7	15.5	10.0	36.0	27	35.3	31.0	27.0	7.0	169.0	30	11.0	6.3	9.0	4.0	27.0			
Ca	6	1.72	1.29	1.31	0.52	3.39	27	3.25	4.89	1.95	0.9	26.58	30	1.48	0.79	1.44	0.25	3.52			
Mg	6	0.39	0.35	0.33	0.09	1.05	27	0.47	0.64	0.32	0.12	3.57	30	0.26	0.16	0.24	0.07	0.65			
Na	6	0.94	0.55	0.76	0.50	1.94	27	1.14	0.48	1.18	0.39	2.14	30	0.56	0.44	0.45	0.10	1.81			
K	6	0.49	0.63	0.19	0.09	1.73	27	0.45	0.34	0.38	0.16	1.62	30	0.33	0.23	0.27	0.07	0.82			
Si	6	3.08	0.72	2.99	2.34	4.04	27	6.75	3.06	7.58	0.92	11.60	30	3.18	2.90	2.32	0.60	12.80			
Fe	6	0.02	0.02	0.02	0.00	0.06	27	2.21	3.63	0.88	0.14	15.58	30	0.47	0.45	0.26	0.04	1.65			
Mn	6	0.07	0.09	0.04	0.00	0.23	27	0.04	0.06	0.01	0.00	0.28	30	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03			
Al	6	0.03	0.02	0.03	0.01	0.06	27	0.55	0.28	0.52	0.04	1.43	30	0.15	0.16	0.1	0.03	0.69			
Zn	6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	27	0.02	0.03	0.01	0.00	0.18	30	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04			
Sr	6	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	27	0.02	0.02	0.01	0.00	0.11	30	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02			
Ba	6	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	27	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	30	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02			
Cl	6	0.76	0.77	0.36	0.15	1.94	27	0.59	0.38	0.5	0.22	1.75	30	0.42	0.33	0.31	0.08	1.38			
SO ₄	6	2.49	1.58	1.76	1.02	4.68	27	0.14	0.21	0.08	0.01	0.81	30	0.1	0.11	0.05	0.02	0.51			
NO ₃	6	0.14	0.17	0.06	0.01	0.46	27	0.1	0.06	0.1	0.03	0.27	30	0.06	0.03	0.06	0.03	0.17			
Alcalinité **	6	7.2	5.6	4.3	3.0	15.0	26.0	15.0	18.5	10.0	1.5	97.5	10.0	4.6	1.5	4.8	2.0	7.0			
COD	6	1.75	0.72	1.92	0.68	2.49	27	8.64	1.87	8.22	5.69	12.69	30	9.48	4.07	9.6	1.37	20.8			

Bécancour	AQUIFÈRE DE SURFACE							MINÉRAL SOUS-JACENT							TOURBE						
(mg/l)	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max			
pH	6	5.44	0.22	5.38	5.23	5.87	26	5.52	0.65	5.46	4.39	6.83	29	4.42	0.62	4.28	3.58	6.19			
CE*	6	35.5	11.7	37.0	19.0	47.0	26	98.5	124.2	61.5	22.0	597.0	29	41.8	23.2	36.0	24.0	153.0			
TDS	6	23.5	7.3	23.0	14.0	34.0	26	75.2	111.2	35.5	7.0	542.0	29	17.6	25.6	10.0	3.0	138.0			
Ca	6	1.95	1.47	1.50	0.84	4.80	26	12.26	24.02	3.72	0.85	114.98	29	3.10	5.28	1.46	0.38	26.88			
Mg	6	0.26	0.13	0.23	0.11	0.42	26	0.81	1.01	0.39	0.14	4.42	29	0.26	0.37	0.16	0.09	2.08			
Na	6	1.21	0.58	1.16	0.53	2.08	26	1.56	0.86	1.29	0.54	3.68	29	0.59	0.38	0.41	0.15	1.86			
K	6	0.88	0.65	0.72	0.27	1.88	26	0.70	0.63	0.47	0.23	2.63	29	0.48	0.41	0.38	0.08	2.24			
Si	6	3.21	0.63	3.20	2.49	4.07	26	7.06	3.19	7.31	1.91	12.60	29	2.94	2.46	1.83	0.55	8.61			
Fe	6	1.37	1.33	1.11	0.02	3.33	26	4.64	9.32	1.04	0.04	35.18	29	0.86	1.14	0.39	0.06	4.30			
Mn	6	0.38	0.48	0.13	0.04	1.21	26	0.07	0.07	0.04	0.00	0.29	29	0.02	0.02	0.01	0.00	0.09			
Al	6	0.51	0.43	0.37	0.14	1.24	26	0.53	0.34	0.58	0.00	1.08	29	0.25	0.27	0.20	0.01	1.15			
Zn	6	0.02	0.03	0.01	0.00	0.07	26	0.02	0.02	0.02	0.00	0.06	29	0.02	0.02	0.02	0.00	0.07			
Sr	6	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	26	0.21	0.63	0.02	0.01	3.06	29	0.03	0.08	0.01	0.00	0.31			
Ba	6	0.04	0.02	0.04	0.02	0.07	26	0.07	0.17	0.02	0.00	0.85	29	0.02	0.02	0.01	0.00	0.10			
Cl	6	1.99	1.76	1.45	0.28	5.14	25	0.93	0.51	0.84	0.24	2.30	29	0.69	0.52	0.51	0.14	2.51			
SO ₄	6	3.10	2.85	2.63	0.14	6.51	25	0.16	0.36	0.06	0.01	1.79	29	0.06	0.04	0.05	0.00	0.16			
NO ₃	6	0.24	0.13	0.21	0.11	0.41	25	0.11	0.10	0.07	0.03	0.47	29	0.30	1.22	0.05	0.03	6.65			
Alcalinité **	6	6.2	2.6	5.5	3.0	9.5	24	39.2	69.9	15.3	2.0	325.0	5	28.0	31.5	13.0	2.0	80.0			
COD	6	3.94	1.64	3.22	2.52	6.22	25	8.85	4.40	8.37	2.60	19.50	29	11.18	6.21	9.59	2.15	30.44			

*25°C, $\mu\text{S}/\text{cm}$; ** $\text{mg}-\text{CaCO}_3/\text{l}$

APPENDICE D

STATISTIQUES GÉOGHIMIQUES, AOÛT 2011

Abitibi	AQUIFÈRE DE SURFACE									MINÉRAL SOUS-JACENT									TOURBE								
(mg/l)	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max			
pH	4	5.66	0.22	5.72	5.35	5.85	27	5.13	0.40	5.04	4.36	5.81	28	4.43	0.31	4.46	3.88	5.29	28	4.43	0.31	4.46	3.88	5.29			
CE*	4	23.75	7.41	24.50	14.00	32.00	26	49.92	38.44	38.50	23.00	214.00	27	34.22	7.77	35.00	23.00	56.00	28	34.22	7.77	35.00	23.00	56.00			
TDS	4	22.00	6.88	24.50	12.00	27.00	27	34.52	28.84	30.00	13.00	160.00	28	10.11	6.09	8.50	3.00	27.00	28	10.11	6.09	8.50	3.00	27.00			
Ca	4	1.67	0.89	1.69	0.59	2.71	27	2.91	4.50	1.62	0.84	24.40	28	1.21	0.68	1.12	0.36	2.84	28	1.21	0.68	1.12	0.36	2.84			
Mg	4	0.35	0.17	0.40	0.10	0.50	27	0.47	0.59	0.33	0.17	3.26	28	0.26	0.19	0.23	0.06	0.92	28	0.26	0.19	0.23	0.06	0.92			
Na	4	1.35	0.37	1.47	0.84	1.62	27	1.29	0.41	1.33	0.62	2.17	28	0.66	0.41	0.55	0.13	1.58	28	0.66	0.41	0.55	0.13	1.58			
K	4	0.55	0.33	0.54	0.16	0.97	27	0.51	0.28	0.43	0.22	1.25	28	0.33	0.20	0.33	0.06	0.85	28	0.33	0.20	0.33	0.06	0.85			
Si	4	3.85	0.91	4.11	2.55	4.62	27	7.02	2.81	7.41	1.82	10.80	28	3.37	2.81	2.49	0.56	11.40	28	3.37	2.81	2.49	0.56	11.40			
Fe	4	0.85	1.57	0.09	0.00	3.21	27	2.21	3.62	1.09	0.14	15.28	28	0.48	0.45	0.30	0.05	1.63	28	0.48	0.45	0.30	0.05	1.63			
Mn	4	0.07	0.07	0.06	0.00	0.17	27	0.03	0.05	0.01	0.00	0.25	28	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03	28	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03			
Al	4	0.07	0.08	0.05	0.00	0.17	27	0.77	0.75	0.54	0.03	3.87	28	0.12	0.13	0.07	0.02	0.54	28	0.12	0.13	0.07	0.02	0.54			
Zn	4	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	27	0.02	0.02	0.01	0.00	0.09	28	0.02	0.02	0.01	0.00	0.09	28	0.02	0.02	0.01	0.00	0.09			
Sr	4	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	27	0.02	0.02	0.02	0.01	0.10	28	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	28	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02			
Ba	4	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	27	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	28	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	28	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02			
Cl	4	1.12	0.59	0.97	0.65	1.89	27	0.75	0.68	0.53	0.25	3.68	28	0.58	0.46	0.54	0.09	2.30	28	0.58	0.46	0.54	0.09	2.30			
SO ₄	4	2.89	1.62	2.71	1.17	4.98	27	0.14	0.14	0.12	0.01	0.70	28	0.10	0.08	0.09	0.02	0.41	28	0.10	0.08	0.09	0.02	0.41			
NO ₃	4	0.29	0.05	0.30	0.22	0.32	27	0.30	0.36	0.20	0.05	1.98	28	0.16	0.21	0.08	0.01	1.10	28	0.16	0.21	0.08	0.01	1.10			
Alcalinité **	4	6.40	1.88	6.73	4.00	8.15	25	14.24	17.97	9.10	3.10	93.50	7	3.11	2.17	2.90	1.35	7.80	7	3.11	2.17	2.90	1.35	7.80			
COD	4	5.33	1.39	5.48	3.53	6.84	27	25.37	7.96	24.39	16.74	54.23	28	30.50	7.31	29.07	21.24	57.74	28	30.50	7.31	29.07	21.24	57.74			
Bécancour	AQUIFÈRE DE SURFACE									MINÉRAL SOUS-JACENT									TOURBE								
(mg/l)	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max	n	moy	écart type	med	min	max			
pH	6	5.52	0.60	5.65	4.77	6.33	25	5.23	0.73	5.23	3.83	6.69	29	4.23	0.63	3.96	3.65	6.21	29	4.23	0.63	3.96	3.65	6.21			
CE*	6	36.0	10.4	34.5	24.0	49.0	25	99.4	133.9	40.0	22.0	630.0	29	46.9	22.3	41.0	30.0	152.0	29	46.9	22.3	41.0	30.0	152.0			
TDS	6	23.5	7.3	23.0	14.0	34.0	26	75.2	111.2	35.5	7.0	542.0	29	17.6	25.6	10.0	3.0	138.0	29	17.6	25.6	10.0	3.0	138.0			
Ca	6	1.57	0.44	1.60	0.89	2.23	25	10.50	23.72	2.30	0.80	113.00	29	2.93	5.38	0.98	0.42	26.10	29	2.93	5.38	0.98	0.42	26.10			
Mg	6	0.28	0.15	0.19	0.17	0.51	25	0.89	1.18	0.35	0.15	4.51	29	0.25	0.36	0.16	0.08	2.03	29	0.25	0.36	0.16	0.08	2.03			
Na	6	1.03	0.33	1.04	0.46	1.37	25	1.75	1.51	1.29	0.68	8.00	29	0.64	0.35	0.53	0.23	1.79	29	0.64	0.35	0.53	0.23	1.79			
K	6	0.60	0.30	0.67	0.22	0.97	24	0.58	0.36	0.48	0.28	1.69	29	0.45	0.26	0.36	0.09	1.30	29	0.45	0.26	0.36	0.09	1.30			
Si	6	3.99	0.98	4.08	2.84	5.15	24	7.14	2.84	7.44	2.54	11.80	29	2.70	2.25	1.80	0.30	8.22	29	2.70	2.25	1.80	0.30	8.22			
Fe	6	3.30	3.14	3.28	0.01	8.17	25	5.31	7.43	3.15	0.20	28.18	29	1.06	1.28	0.47	0.09	4.96	29	1.06	1.28	0.47	0.09	4.96			
Mn	6	0.50	0.72	0.09	0.04	1.79	24	0.07	0.08	0.04	0.01	0.29	29	0.02	0.02	0.01	0.00	0.11	29	0.02	0.02	0.01	0.00	0.11			
Al	6	0.88	0.95	0.56	0.02	2.56	24	0.60	0.34	0.61	0.00	1.28	29	0.23	0.26	0.12	0.01	0.97	29	0.23	0.26	0.12	0.01	0.97			
Zn	6	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	24	0.02	0.01	0.01	0.00	0.04	29	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04	29	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04			
Sr	6	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	24	0.20	0.63	0.02	0.01	2.99	29	0.04	0.08	0.01	0.00	0.35	29	0.04	0.08	0.01	0.00	0.35			
Ba	6	0.05	0.03	0.04	0.03	0.09	24	0.08	0.19	0.02	0.01	0.93	29	0.02	0.03	0.01	0.00	0.13	29	0.02	0.03	0.01	0.00	0.13			
Cl	6	2.09	3.48	0.81	0.27	9.19	24	0.74	0.37	0.63	0.20	1.87	29	0.60	0.26	0.57	0.13	1.32	29	0.60	0.26	0.57	0.13	1.32			
SO ₄	6	3.30	3.67	2.03	0.05	8.58	22	0.14	0.09	0.14	0.01	0.34	29	0.10	0.05	0.09	0.02	0.21	29	0.10	0.05	0.09	0.02	0.21			
NO ₃	6	0.16	0.10	0.15	0.06	0.31	24	0.07	0.07	0.06	0.01	0.30	29	0.05	0.03	0.04	0.01	0.14	29	0.05	0.03	0.04	0.01	0.14			
Alcalinité **	6	5.6	2.7	5.6	2.9	10.3	22	34.8	68.4	9.9	2.2	308.9	6	22.8	29.1	10.1	1.2	76.5	6	22.8	29.1	10.1	1.2	76.5			
COD	6	12.70	8.30	11.06	3.17	25.66	24	26.91	6.59	26.52	16.16	36.93	29	36.71	10.31	36.93	9.67	61.45	29	36.71	10.31	36.93	9.67	61.45			

*25 °C, $\mu\text{S}/\text{cm}$; ** $\text{mg-CaCO}_3/\text{l}$

BIBLIOGRAPHIE

- Adamus, P. R., L. T. Stockwell, E. J. Clairain, Jr., M. E. Morrow et L. P. Rozas. 1991. *Wetlands Evaluation Technique (WET). Volume 1: Literature Review and Evaluation Rationale*. Wetland Research Programm, Technical Report WRP-DE-2, Waterways Experiment Station. US Army Corps of Engineers, 297 p.
- Andersen, R., L. Rochefort et J. Landry. 2011. «La chimie des tourbières du Québec: une synthèse de 30 années de données». *Le Naturaliste Canadien*, vol. 135, no 1, p. 5-14.
- Appelo, C. A. J., et D. Postma. 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution*, 2nd Edition. Florida, USA, 668 p.
- Auterives, C. 2006. «Influence des flux d'eau souterraine entre une zone humide superficielle et un aquifère profond sur le fonctionnement hydrochimique des tourbières: Exemple des marais du Cotentin, Basse-Normandie». Sciences de la Terre, Université de Rennes 1, 271 p.
- Avard, K., M. Larocque et S. Pellerin. 2013. «Perturbations des tourbières de la région de Bécancour, Centre-du-Québec, entre 1966 et 2010». *Le Naturaliste Canadien*, vol. 137, no 1, p. 8-15.
- Bailey Boomer, K. M. , et B. L. Bedford. 2008. «Influence of nested groundwater systems on reduction-oxidation and alkalinity gradients with implications for plant nutrient availability in four New York fens». *Journal of Hydrology*, vol. 351, no 1-2, p. 107-125.
- Baird, A. J., et S. W. Gaffney. 1995. «A partial explanation of the dependency of hydraulic conductivity on positive pore water pressure in peat soils». *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 20, no 6, p. 561-566.

- Beckwith, C. W., A. J. Baird et A. L. Heathwaite. 2003. «Anisotropy and depth-related heterogeneity of hydraulic conductivity in a bog peat. II: modelling the effects on groundwater flow». *Hydrological Processes*, vol. 17, no 1, p. 103-113.
- Bendell-Young, L. 2003. «Peatland Interstitial Water Chemistry in Relation to that of Surface Pools along a Peatland Mineral Gradient». *Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 143, no 1, p. 363-375.
- Bendell-Young, L., et F. Pick. 1997. «Base cation composition of pore water, peat and pool water of fifteen Ontario peatlands: Implications for peatland acidification». *Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 96, no 1, p. 155-173.
- Blancher, P. J., et Donald K. McNicol. 1987. «Peatland water chemistry in Central Ontario in relation to acid deposition». *Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 35, no 3, p. 217-232.
- Bleuten, W., W. Borren, P. H. Glaser, T. Tsuchihara, E. D. Lapshina, M. Mäkilä, D. I. Siegel, H. Joosten et M. J. Wassen. 2006. «Hydrological Processes, Nutrient Flows and Patterns of Fens and Bogs». In *Wetlands and natural resource management*, chap.9. Ecological Studies. Ed: J. T. A. Verhoeven, Springer Berlin Heidelberg, Germany, 183-204 p.
- Bottrell, S. H., R. J. G. Mortimer, M. Spence, M. D. Krom, J. M. Clark et P. J. Chapman. 2007. «Insights into redox cycling of sulfur and iron in peatlands using high-resolution diffusive equilibrium thin film (DET) gel probe sampling». *Chemical Geology*, vol. 244, no 3-4, p. 409-420.
- Bourbonnière, R. A. 2009. «Review of water chemistry research in natural and disturbed peatlands». *Canadian Water Resources Journal*, vol. 34, no 4, p. 393-414.
- Bragazza, L., et R. Gerdol. 1999. «Hydrology, groundwater chemistry and peat chemistry in relation to habitat conditions in a mire on the South – eastern Alps of Italy». *Plant Ecology*, vol. 144, no 2, p. 243-256.
- , 2002. «Are nutrient availability and acidity-alkalinity gradients related in Sphagnum-dominated peatlands?». *Journal of Vegetation Science*, vol. 13, no 4, p. 473-482.

- Branfireun, B. A., et N. T. Roulet. 1998. «The baseflow and storm flow hydrology of a precambrian shield headwater peatland». *Hydrological Processes*, vol. 12, no 1, p. 57-72.
- Brinson, M. M. 1993. *A hydrogeomorphic classification for wetlands*. Wetlands Research Program, WRP-DE-4, Waterways Experiment Station. US Army Corps of Engineers, 103 p.
- Bullock, A., et M. Acreman. 2003. «The role of wetlands in the hydrological cycle». *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 7, no 3, p. 358-389.
- Clairain, E. J. Jr. . 2002. *Hydrogeomorphic approach to assessing wetland functions: Guidelines for developing regional guidebooks; Chapter 1: Introduction and overview of the hydrogeomorphic approach*. Wetland Research Program, ERDC/EL TR-02-3, Engineer Research and Development Center. US Army Corps of Engineers, Vicksburg, MS, US. 37 p.
- Cloutier, V., R. Lefebvre, R. Therrien et M. M. Savard. 2008. «Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system». *Journal of Hydrology*, vol. 353, no 3-4, p. 294-313.
- Cohen, M. J., et M. T. Brown. 2007. «A model examining hierarchical wetland networks for watershed stormwater management». *Ecological Modelling*, vol. 201, no 2, p. 179-193.
- Cole, C. A., R. P. Brooks et D. H. Wardrop. 1997. «Wetland hydrology as a function of hydrogeomorphic (HGM) subclass». *Wetlands*, vol. 17, no 4, p. 456-467.
- Crank, J. 1975. *The mathematics of diffusion* Second. Clarendon Press, Oxford 414 p.
- Daigle, J. Y., et H. Gautreau-Daigle. 2001. *Canadian Peat Harvesting and the Environment*. Sustaining wetlands, Issues Paper no. 2001-1, North American Wetlands Conservation Council Committee, Ottawa, Ontario, Canada. 45 p.

- Dempster, A., P. Ellis, B. Wright, M. Stone et J. S. Price. 2006. «Hydrogeological evaluation of a southern Ontario kettle-hole peatland and its linkage to a regional aquifer». *Wetlands*, vol. 26, no 1, p. 49-56.
- Devito, K. J., A. R. Hill et N. Roulet. 1996. «Groundwater-surface water interactions in headwater forested wetlands of the Canadian Shield». *Journal of Hydrology*, vol. 181, no 1-4, p. 127-147.
- Devito, K. J., J. M. Waddington et B. A. Branfireun. 1997. «Flow reversals in peatlands influenced by local groundwater systems». *Hydrological Processes*, vol. 11, no 1, p. 103-110.
- Drexler, J. Z., B. L. Bedford, R. Scognamiglio et D. I. Siegel. 1999. «Fine-scale characteristics of groundwater flow in a peatland». *Hydrological Processes*, vol. 13, no 9, p. 1341-1359.
- Ducks Unlimited Canada (2006). Conservation plan for wetlands and their adjacent uplands in the administrative region of Centre-du-Québec. Quebec 55 p.
- (2009). Conservation plan for wetlands and their adjacent uplands in the administrative region of Abitibi-Témiscamingue. Quebec 76 p.
- Emili, L. A., J. S. Price et D. F. Fitzgerald. 2006. «Hydrogeological influences on forest community type along forest-peatland complexes in coastal British Columbia». *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 36, no 8, p. 2024-2037.
- Environment Canada. 2012. National Climate Data and Information Archive. Accessed in February 2012. Online: http://www.climat.meteo.gc.ca/climateData/canada_f.html
- Esbensen, K., D. Guyot et F. Westad. 2004. *Multivariate data analysis - In practice : An introduction to multivariate data analysis and experimental design*, 5th. CAMO Esbjerg, Denmark, 598 p.

- Ferlatte, M., M. Larocque et V. Cloutier. 2011. «GéoHydro2011». *Identification des processus d'échanges aquifère-tourbière dans le bassin de la rivière Bécancour (Centre-du-Québec) et dans la région d'Amos (Abitibi) - Une approche géochimique*. Compte rendu de conférence GéoHydro2011, 28-31 août 2011, Québec, Québec, Canada.
- , 2012. *Les connaissances sur les eaux souterraines régionales: acquisition et transfert: Géochimie des systèmes aquifère-tourbière et processus d'échanges dans deux contextes géo-climatiques du Québec méridional*. 80e Congrès de l'Acfas, 7-8 mai 2012, Montréal, Québec, Canada.
- , 2013. *GéoMontréal2013: Geochemical tracers of recharge-discharge functions in southern Quebec aquifer-peatland systems* 29 septembre-3 octobre 2013, Montréal,
- Ferone, J. M., et K. J. Devito. 2004. «Shallow groundwater-surface water interactions in pond-peatland complexes along a Boreal Plains topographic gradient». *Journal of Hydrology*, vol. 292, no 1-4, p. 75-95.
- Findlay, S. E. G., E. Kiviat, W. C. Nieder et E. A. Blair. 2002. «Functional assessment of a reference wetland set as a tool for science, management and restoration». *Aquatic Sciences - Research Across Boundaries*, vol. 64, no 2, p. 107-117.
- Fraser, C. J. D., N. T. Roulet et M. Lafleur. 2001. «Groundwater flow patterns in a large peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 246, no 1-4, p. 142-154.
- Frei, S., G. Lischeid et J. H. Fleckenstein. 2010. «Effects of micro-topography on surface-subsurface exchange and runoff generation in a virtual riparian wetland — A modeling study». *Advances in Water Resources*, vol. 33, no 11, p. 1388-1401.
- Godbout, P.-M., M. Lamothe, V. Horoi et O. Caron. 2011. *Synthèse stratigraphique, cartographie des dépôts quaternaires et modèle hydrostratigraphique régional, secteur de Bécancour, Québec* Montréal, Québec. 37 p.

- Gogo, S., T. G. Shreeve et D. M. E. Pearce. 2010. «Geochemistry of three contrasting British peatlands: Complex patterns of cation availability and implications for microbial metabolism». *Geoderma*, vol. 158, no 3-4, p. 207-215.
- Gorham, E., et J. Janssens. 2005. «The distribution and accumulation of chemical elements in five peat cores from the mid-continent to the eastern coast of North America». *Wetlands*, vol. 25, no 2, p. 259-278.
- Holden, J., et T. P. Burt. 2003. «Hydrological studies on blanket peat: the significance of the acrotelm-catotelm model». *Journal of Ecology*, vol. 91, no 1, p. 86-102.
- Howie, S., et I. Meerveld. 2011. «The Essential Role of the Lagg in Raised Bog Function and Restoration: A Review». *Wetlands*, vol. 31, no 3, p. 613-622.
- Hunt, R. J., J. Walker et D. P. Krabbenhoft. 1999. «Characterizing hydrology and the importance of ground-water discharge in natural and constructed wetlands». *Wetlands*, vol. 19, no 2, p. 458-472.
- Jager, D. F., M. Wilmking et J. V. K. Kukkonen. 2009. «The influence of summer seasonal extremes on dissolved organic carbon export from a boreal peatland catchment: Evidence from one dry and one wet growing season». *Science of The Total Environment*, vol. 407, no 4, p. 1373-1382.
- Kehew, A. E., R. N. Passero, R. V. Krishnamurthya, C. K. Lovett, M. A. Bettsc et B. A. Dayharsh. 1998. «Hydrogeochemical Interaction Between a Wetland and an Unconfined Glacial Drift Aquifer Southwestern Michigan». *Ground Water*, vol. 36, no 5, p. 849-856.
- Kerr, S. C., M. M. Shafer, J. Overdier et D. E. Armstrong. 2008. «Hydrologic and biogeochemical controls on trace element export from northern Wisconsin wetlands». *Biogeochemistry*, vol. 89, no 3, p. 273-294.
- Kjellin, J., A. Wörman, H. Johansson et A. Lindahl. 2007. «Controlling factors for water residence time and flow patterns in Ekeby treatment wetland, Sweden». *Advances in Water Resources*, vol. 30, no 4, p. 838-850.

- Klimas, C. V., E. O. Murray, J. Pagan, H. Langston et T. Foti. 2011. *A regional guidebook for applying the hydrogeomorphic approach to assessing functions of forested wetlands in the delta region of Arkansas, Lower Mississippi River alluvial valley*. Ecosystem Management and Restoration Research Program, ERDC/EL TR-11-12, Engineer Research and Development Center. US Army Corps of Engineers, 224 p.
- Kurtz, A. M., J. M. Bahr, Q. J. Carpenter et R. J. Hunt. 2007. «The importance of subsurface geology for water source and vegetation communities in Cherokee Marsh, Wisconsin». *Wetlands*, vol. 27, no 1, p. 189-202.
- Kvæerner, J., et B. Kløve. 2008. «Generation and regulation of summer runoff in a boreal flat fen». *Journal of Hydrology*, vol. 360, no 1-4, p. 15-30.
- Lin, J. P. 2006. *A regional guidebook for applying the hydrogeomorphic approach to assessing wetland functions of depressional wetlands in the Upper des Plaines River Basin*. Wetland Research Program, ERDC/EL TR-06-4, Engineer Research and Development Center. US Army Corps of Engineers, Vicksburg, MS, US. 111 p.
- McKenzie, J. M., D. I. Siegel et D. O. Rosenberry. 2009. «Improving Conceptual Models of Water and Carbon Transfer Through Peat». In *Carbon Cycling in Northern Peatlands*, chap. Ed, American Geophysical Union, 265-275 p.
- McKenzie, Jeffrey M., Donald I. Siegel, Donald O. Rosenberry, Paul H. Glaser et Clifford I. Voss. 2007. «Heat transport in the Red Lake Bog, Glacial Lake Agassiz Peatlands». *Hydrological Processes*, vol. 21, no 3, p. 369-378.
- McKenzie, Jeffrey M., Donald I. Siegel, William Shotyk, Philipp Steinmann et Gabriele Pfunder. 2002. «Heuristic numerical and analytical models of the hydrologic controls over vertical solute transport in a domed peat bog, Jura Mountains, Switzerland». *Hydrological Processes*, vol. 16, no 5, p. 1047-1064.
- Metcalf, R. A., et J. M. Buttle. 2001. «Soil partitioning and surface store controls on spring runoff from a boreal forest peatland basin in north-central Manitoba, Canada». *Hydrological Processes*, vol. 15, no 12, p. 2305-2324.

- Mitchell, C. P. J., B. A. Branfireun et R. K. Kolka. 2008. «Assessing sulfate and carbon controls on net methylmercury production in peatlands: An *in situ* mesocosm approach». *Applied Geochemistry*, vol. 23, no 3, p. 503-518.
- Morris, P. J., J. M. Waddington, B. W. Benscoter et M. R. Turetsky. 2011. «Conceptual frameworks in peatland ecohydrology: looking beyond the two-layered (acrotelm-catotelm) model». *Ecohydrology*, vol. 4, no 1, p. 1-11.
- Mouser, P. J., W. C. Hession, D. M. Rizzo et N. J. Gotelli. 2005. «Hydrology and Geostatistics of a Vermont, USA Kettlehole Peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 301, no 1-4, p. 250-266.
- Nadeau, S. 2011. «Estimation de la ressource granulaire et du potentiel aquifère des eskers de l'Abitibi-Témiscamingue et du sud de la Baie-James (Québec) [ressource électronique]». Montréal, Géographie, Université du Québec à Montréal, 161 p.
- Novak, M., et P. Pacheroova. 2008. «Mobility of trace metals in pore waters of two Central European peat bogs». *Science of The Total Environment*, vol. 394, no 2-3, p. 331-337.
- Novitzki, R.P. 1982. *Hydrology of Wisconsin wetlands*. U.S. Geological Survey, Information Circular 40, University of Wisconsin-Extension & Geological and Natural History Survey, Wisconsin, US. 29 p.
- Ours, D. P., D. I. Siegel et P. H. Glaser. 1997. «Chemical dilation and the dual porosity of humified bog peat». *Journal of Hydrology*, vol. 196, no 1-4, p. 348-360.
- Payette, S., et L. Rochefort. 2001. *Écologie des tourbières du Québec-Labrador*. Les Presses de l'Université Laval, Ste-Foy, Québec, 621 p.
- Petrone, R. M., J. M. Waddington et J. S. Price. 2001. «Ecosystem scale evapotranspiration and net CO₂ exchange from a restored peatland». *Hydrological Processes*, vol. 15, no 14, p. 2839-2845.

- Price, J. S., et J. M. Waddington. 2000. «Advances in Canadian wetland hydrology and biogeochemistry». *Hydrological Processes*, vol. 14, no 9, p. 1579-1589.
- Proctor, M. C. F. 2003. «Malham Tarn moss: The surface water chemistry of an ombrotrophic bog». *Field studies*, vol. 10, p. 553-578.
- Reddy, M. M., M. B. Reddy, K. L. Kipp, A. Burman, P. Schuster et P. S. Rawlik Jr. 2008. «Peat porewater chloride concentration profiles in the Everglades during wet/dry cycles from January 1996 to June 1998: field measurements and theoretical analysis». *Hydrological Processes*, vol. 22, no 11, p. 1713-1724.
- Reeve, A. S., R. Evensen, P. H. Glaser, D. I. Siegel et D. Rosenberry. 2006. «Flow path oscillations in transient ground-water simulations of large peatland systems». *Journal of Hydrology*, vol. 316, no 1-4, p. 313-324.
- Reeve, A. S., D. I. Siegel et P. H. Glaser. 1996. «Geochemical controls on peatland pore water from the Hudson Bay Lowland: a multivariate statistical approach». *Journal of Hydrology*, vol. 181, no 1-4, p. 285-304.
- , 2000. «Simulating vertical flow in large peatlands». *Journal of Hydrology*, vol. 227, no 1-4, p. 207-217.
- , 2001a. «Simulating dispersive mixing in large peatlands». *Journal of Hydrology*, vol. 242, no 1-2, p. 103-114.
- Reeve, A. S., J. Warzocha, P. H. Glaser et D. I. Siegel. 2001b. «Regional ground-water flow modeling of the Glacial Lake Agassiz Peatlands, Minnesota». *Journal of Hydrology*, vol. 243, no 1-2, p. 91-100.
- Reid, M. K., et K. L. Spencer. 2009. «Use of principal components analysis (PCA) on estuarine sediment datasets: the effect of data pre-treatment». *Environ Pollut*, vol. 157, no 8-9, p. 2275-2281.

- Riverin, M-N. 2006. «Caractérisation et modélisation de la dynamique d'écoulement dans le système aquifère de l'esker Saint-Mathieu / Berry, Abitibi, Québec». Québec (Québec), Sciences de la Terre, INRS-ETE, 181 p.
- Rossi, P. M., P. Ala-aho, A-K. Ronkanen et B. Kløve. 2012. «Groundwater-surface water interaction between an esker aquifer and a drained fen». *Journal of Hydrology*, vol. 432-433, no 0, p. 52-60.
- Rothwell, J. J., M. G. Evans, S. M. Daniels et T. E. H. Allott. 2007. «Baseflow and stormflow metal concentrations in streams draining contaminated peat moorlands in the Peak District National Park (UK)». *Journal of Hydrology*, vol. 341, no 1-2, p. 90-104.
- SAS Institute Inc. (2007). JMP User Guide, Release 7. Cary, NC, USA.
- Sheldon, D., T. Hruby, P. Johnson, K. Harper, A. McMillan, T. Granger, S. Stanley et E. Stockdale. 2005. *Wetlands in Washington State, volume 1: A synthesis of the science*. Washington State Department of Ecology, Publication Olympia, WA, US. 532 p.
- Shotyk, W. 1988. «Review of the inorganic geochemistry of peats and peatland waters». *Earth-Science Reviews*, vol. 25, no 2, p. 95-176.
- Siegel, D. I. 1988a. «The recharge-discharge function of wetlands near Juneau, Alaska: Part I. Hydrogeological investigations». *Ground Water*, vol. 26, no 4, p. 427-434.
- , 1988b. «The recharge-discharge function of wetlands near Juneau, Alaska: Part II. Geochemical investigations». *Ground Water*, vol. 26, no 5, p. 580-586.
- Siegel, D. I., et P. H. Glaser. 1987. «Groundwater Flow in a Bog-Fen Complex, Lost River Peatland, Northern Minnesota». *Journal of Ecology*, vol. 75, no 3, p. 743-754.
- , 2006. «The hydrology of peatlands». In *Boreal peatland ecosystems*, chap.13. Ecological Studies. Ed: R. K. Wieder et D. H. Vitt, Springer Berlin Heidelberg, 289-311 p.

- Siegel, D. I., P. H. Glaser, J. So et D. R. Janecky. 2006. «The dynamic balance between organic acids and circumneutral groundwater in a large boreal peat basin». *Journal of Hydrology*, vol. 320, no 3–4, p. 421-431.
- Siegel, D. I., A. S. Reeve, P. H. Glaser et E. A. Romanowicz. 1995. «Climate-driven flushing of pore water in peatlands». *Nature*, vol. 374, no 6522, p. 531-533.
- Sjörs, H., et U. Gunnarsson. 2002. «Calcium and pH in north and central Swedish mire waters». *Journal of Ecology*, vol. 90, no 4, p. 650-657.
- Smith, D. R., A. Amman, C. Bartoldus et M.M. Brinson. 1995. *An approach for assessing wetland functions using hydrogeomorphic classification, reference wetlands, and functional indices*. Wetlands Research Program, WRP-DE-9, Waterways Experiment Station. US Army Corps of Engineers, Washington, DC, USA. 88 p.
- Spence, C., X. Guan et R. Phillips. 2011. «The Hydrological Functions of a Boreal Wetland». *Wetlands*, vol. 31, no 1, p. 75-85.
- Steinmann, P., et W. Shotyk. 1997. «Chemical composition, pH, and redox state of sulfur and iron in complete vertical porewater profiles from two Sphagnum peat bogs, Jura Mountains, Switzerland». *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 61, no 6, p. 1143-1163.
- Strack, M., J. M. Waddington, R. A. Bourbonniere, E. L. Buckton, K. Shaw, P. Whittington et J. S. Price. 2008. «Effect of water table drawdown on peatland dissolved organic carbon export and dynamics». *Hydrological Processes*, vol. 22, no 17, p. 3373-3385.
- Todd, A. K., J. M. Buttle et C. H. Taylor. 2006. «Hydrologic dynamics and linkages in a wetland-dominated basin». *Journal of Hydrology*, vol. 319, no 1–4, p. 15-35.
- Todorova, S. G., D. I. Siegel et A. M. Costello. 2005. «Microbial Fe(III) reduction in a minerotrophic wetland – geochemical controls and involvement in organic matter decomposition». *Applied Geochemistry*, vol. 20, no 6, p. 1120-1130.

- Veillette, J., A. Maqsoud, H. de Corta et D. Bois. 2004. *GéoQuébec2004: Hydrogéologie des eskers de la MRC d'Abitibi, Québec*, Québec,
- Waddington, J. M., et N. T. Roulet. 1997. «Groundwater flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland». *Journal of Hydrology*, vol. 191, no 1-4, p. 122-138.
- Whitfield, C. J., J. Aherne, J. J. Gibson, T. A. Seabert et S. A. Watmough. 2010. «The controls on boreal peatland surface water chemistry in Northern Alberta, Canada». *Hydrological Processes*, vol. 24, no 15, p. 2143-2155.
- Whittington, P. N., et J. S. Price. 2006. «The effects of water table draw-down (as a surrogate for climate change) on the hydrology of a fen peatland, Canada». *Hydrological Processes*, vol. 20, no 17, p. 3589-3600.
- Wind-Mulder, H. L., L. Rochefort et D. H. Vitt. 1996. «Water and peat chemistry comparisons of natural and post-harvested peatlands across Canada and their relevance to peatland restoration». *Ecological Engineering*, vol. 7, no 3, p. 161-181.